





Class QE1

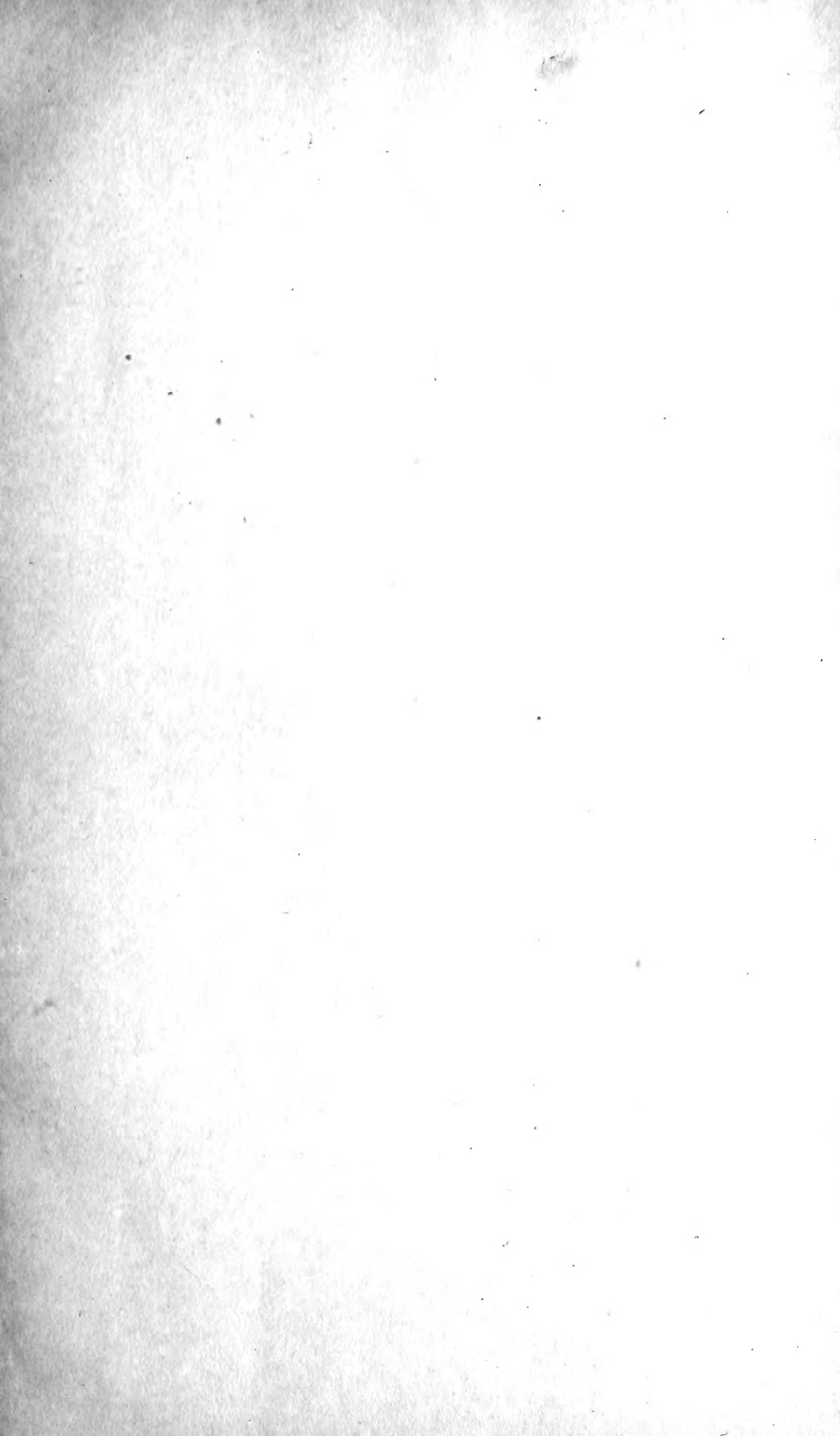
Book . D4

SMITHSONIAN DEPOSIT

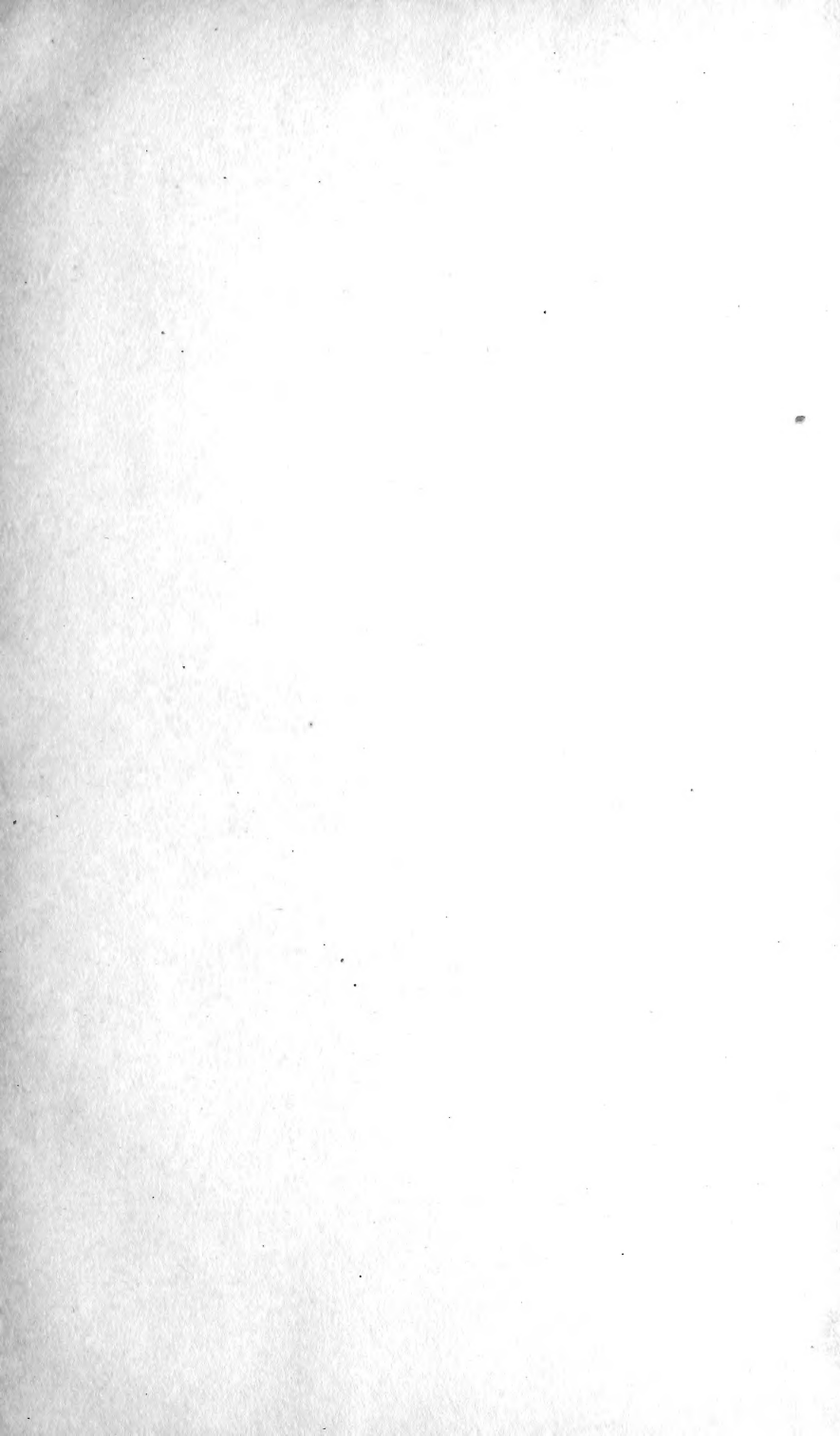














3

260  
3.44  
Reit 5

# **Zeitschrift**

der

**Deutschen Geologischen Gesellschaft.**

(Abhandlungen und Monatsberichte.)



**66. Band.**

**1914.**

(Mit 40 Tafeln.)

---

**Berlin 1915.**

---

Verlag von Ferdinand Enke  
Stuttgart.





D 486  
bd. 66  
191

## Inhalt.

Hinter dem Titel der Veröffentlichungen bedeutet *A*: Abhandlung,  
*B*: Briefliche Mitteilung und *V*: Vortrag.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.)

	Seite
BECK, RICHARD: Über einen Graniteinschluß im Pechstein von Garsebach bei Meißen und über Entwässerungsvorgänge in diesem Gestein. (Mit 1 Textfigur.) <i>B</i> . . . . .	244
CHARLESWORTH, JOHN K.: Das Devon der Ostalpen. V. Die Fauna des devonischen Riffkalkes. III. Crinoiden. IV. Korallen und Stromatoporoiden. (Hierzu Tafel XXVIII bis XXXIV und 5 Textfiguren.) <i>A</i> . . . . .	330
DÖRPINGHAUS, W. T.: Die Amblygonitgänge von Cáceres in Spanien und ihr genetisches Verhältnis zu den Zinnsteinvorkommen (ein neuer Typus pneumatolytischer Lagerstätten). <i>V</i> . . . .	342
ECK, OTTO: Die Cephalopoden der Schweinfurthschen Sammlung aus der Oberen Kreide Ägyptens. (Hierzu Tafel IX bis XIX und 20 Textfiguren.) <i>A</i> . . . . .	179
FISCHER, ERNST: Zur Stratigraphie des Mesozoicums in Persien. <i>B</i> . . . . .	39
FRANKE, A.: Die Foraminiferen und Ostrakoden des Emschers, besonders von Obereving und Derne nördlich Dortmund. (Hierzu Tafel XXVII.) <i>A</i> . . . . .	428
FRANKE, FRITZ: Die Fauna des Emschers bei Dortmund. <i>B</i> . .	214
FRECH: Über geologische Forschungsreisen im Taurus und türkisch-russischen Grenzgebirge. (Titel.) <i>V</i> . . . . .	415
— Zur Frage der Kar-Entstehung. <i>B</i> . . . . .	335
GAGEL, C.: Neue Beobachtungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin über Untereocän, Paleocän? und Interglazial. (Hierzu Tafel XL und 4 Textfiguren.) <i>A</i> . . . . .	505
— Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras. II. Teil (Schluß). (Hierzu Tafel XXXVII und 7 Textfiguren.) <i>A</i> . . .	449
GRUPE, O.: Diskussion zum Vortrag HAARMANN. <i>V</i> . . . . .	361
— Diskussion zum Vortrag RENNER. <i>V</i> . . . . .	7
GÜRICH, G.: <i>Solenopora</i> im oberdevonischen Kontaktkalk von Ebersdorf bei Neurode in Schlesien. <i>B</i> . . . . .	383
HAACK, WILHELM: Über eine marine Permfauna aus Nordmexiko nebst Bemerkungen über Devon daselbst. (Hierzu Tafel XXXVIII bis XXXIX und 2 Textfiguren.) <i>A</i> . . . . .	482
HAARMANN: Diskussion zum Vortrag JAEKEL. <i>V</i> . . . . .	314
— Über den geologischen Bau Nordwestdeutschlands. (Mit 4 Textfiguren.) <i>V</i> . . . . .	354

N.A. 8.10/IX/25.

	Seite
HAARMANN: Erwiderung in der Diskussion. (Mit 1 Textfigur.) V. . . . .	367
HAHN, F. FELIX: Weitere Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. 2. Zusammensetzung und Bau im Umkreis und Untergrund des Murnauer Moores. (Mit 2 Abbildungen.) B. . . . .	46
HAHNEL, O.: Beiträge zur Kenntnis der Geologie Neu-Guineas. (Mit 1 Textfigur.) B. . . . .	250
HARBORT: Diskussion zum Vortrag SCHMIDT. V. . . . .	340
— Magnetkiesvorkommen in der Salzlagerstätte vom Aller Nordstern. (Titel.) V. . . . .	276
HARBORT, E., u. A. MESTWERDT: Vorläufige Mitteilungen über das geologische Profil des Mittellandkanales. (Mit 6 Textfiguren.) V. . . . .	161
HESS VON WICHORFF, H.: Fortsetzung und Verlauf der samländischen Endmoräne in Ostpreußen. (Mit 2 Textfiguren.) V. . . . .	264
HORN: Über die Geologie des Kiautschougebietes. V. . . . .	202
JAEKEL, O.: Neue Beiträge zur Tektonik der Rügener Kreide. (Titel.) V. . . . .	314
— Über die Abgrenzung der Geologie und Paläontologie. B. . . . .	316
JENTZSCH: Über die südliche Fortsetzung des finnischen Schildes. (Mit 1 Textfigur.) V. . . . .	371
KAUNHOWEN: Zum Gedächtnis FOTONIES †. (Mit einem Bildnis.) B. . . . .	384
— Nachruf auf FR. TORNAU †. (Mit einem Bildnis.) V. . . . .	410
KEILHACK, K.: Die Schlammführung des Yangtse. B. . . . .	325
— Granatdünen in Süd-Ceylon. (Titel.) V. . . . .	80
— Über subtropische und tropische Torfmoore. (Titel.) V. . . . .	191
KORN: Neue Endmoränen und Osar zwischen Schneidemühl und Arnswalde. (Titel.) V. . . . .	80
KRANZ, W.: Aufpressung und Explosion oder nur Explosion im vulkanischen Ries bei Nördlingen und im Steinheimer Becken. (Mit 3 Abbildungen.) B. . . . .	9
KRAUSE, PAUL GUSTAV: <i>Paludina (Vivipara) diluviana</i> KUNTH aus dem älteren Interglazial des Niederrheins. B. . . . .	93
KRENKEL, E.: Zur Gliederung der Kreideformation in der Umgebung von Dresden. B. . . . .	25
KRUSCH: Diskussion zum Vortrag HAARMANN. V. . . . .	363
— Zum Gedächtnis FELIX WAHNSCHAFFES †. V. . . . .	65
KUHLMANN, L.: Über die Untere Kreide im westlichen Osning. B. . . . .	328
LACHMANN, R.: Zur Klärung tektonischer Grundbegriffe. Eine Entgegnung auf STILLES „Saxonische Faltung“. (Mit 6 Textfiguren.) B. . . . .	227
LEIDHOLD, CL.: Über einen <i>Manticoceras „intumescens</i> BEYR.“ sp. mit erhaltener Mündung. (Hierzu 1 Textfigur.) B. . . . .	97
LOTZE, K.: Beiträge zur Geologie des Aarmassivs (Untersuchungen über Erstfelder Gneise und Innertkirchener Granit). (Hierzu Tafel XX bis XXI und Textfiguren.) A. . . . .	217
MENZEL, HANS: Über die Fossilführung und Gliederung der Lößformation im Donautal bei Krems. Eine vorläufige Mitteilung. (Mit 1 Textfigur.) B. . . . .	192
— Über einige Pliocän-Fossilien vom Niederrhein. (Mit 1 Texttafel.) V. . . . .	272
MESTWERDT, A., siehe HARBORT, E., u. A. MESTWERDT.	
MICHAEL: EDUARD SUESS †. V. . . . .	260

	Seite
MILCH, L.: Zu HARRY ROSENBUSCHS Gedächtnis. (Mit einem Bildnis.) V. . . . .	129
NAUMANN, ERNST: Über zwei neue Vorkommen von Basalt in Gangform bei Bermbach und Dankmarshausen a. d. Werra. (Mit 1 Texttafel und 4 Textfiguren.) B. . . . .	425
POHLIG, HANS: <i>Beneckia subdenticulata</i> POHLIG aus dem Röt- dolomit von Jena. B. . . . .	256
— Graues, marines Oberoligocän im Untergrunde der Stadt Lüsseldorf. B. . . . .	197
— Interglazialtravertin des Taubachiums mit <i>Zonites verticillus</i> aus der Eifel. B. . . . .	63
— Neue rheinische Haliseritenfunde. B. . . . .	254
— Neues von der Trogontherienstufe am Niederrhein. B. . . .	124
QUIRING, H.: Über das Alter des Eifelgrabens und der Nord- Süd-Verwerfungen in der Eifel. B. . . . .	277
RAUFF: Diskussion zum Vortrag HAARMANN. V. . . . .	366
RENNER, O.: Über den Zechstein an der Pyrmonter Achse. V. .	1
ROTHPLETZ, A.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. (Hierzu Tafel VI bis VIII und 24 Text- figuren.) A. . . . .	76
SCHMIDT, C.: Die Kalisalze in Katalonien. (Titel.) V. . . . .	340
SCHOLZ, E. (†): Vulkanologische Beobachtungen an der Deutsch- Ostafrikanischen Mittellandbahn. B. . . . .	330
SCHUH, FRIEDR.: Geologische Beschreibung der Gegend von Saignelégier und les Pommerats, mit einem Anhang zur allgemeinen Juratektonik. (Hierzu Tafel IV u. V und 10 Text- figuren.) A. . . . .	34
VON SEIDLITZ, WILFRIED: Leitlinien varistischer Tektonik im Schwarzwald und in den Vogesen. B. . . . .	100
SOMMERMEIER, L.: Neue Ooide. (Hierzu Tafel XXIII bis XXVI.) A. . . . .	318
STREMMER: Die Verbreitung der Bodentypen in Deutschland. (Titel.) V. . . . .	80
v. STROMER, E.: Mitteilungen über Wirbeltierreste aus dem Mittelpliocän des Natrontales (Ägypten). 3. <i>Artiodactyla</i> : A. <i>Bunodontia</i> : Flußpferd. (Hierzu Tafel I bis III und 15 Text- figuren.) A. . . . .	1
— 4. Fische: a) <i>Dipnoi</i> : <i>Protopterus</i> . (Hierzu 4 Textfiguren.) B. . . . .	420
TIETZE: Diskussion zum Vortrag HAARMANN. V. . . . .	364
TILMANN, NORBERT: Zur Tektonik des Monte Guglielmo und der mittleren Val Trompia. (Hierzu Tafel XXII und 6 Text- figuren.) A. . . . .	302
WAHNSCHAFTE, FELIX (†): Kritische Bemerkung zum Interglazial II und Spätglazial Norddeutschlands. B. . . . .	81
WALTHER, JOH.: Demonstration eines von ihm angegebenen orogenetischen Spaltenapparats. (Titel.) V. . . . .	213
— Über die Bildung flächenhafter Diskordanzen. (Titel.) V. .	202
— Über tektonische Druckspalten und Zugspalten. B. . . . .	284
WALTHER, K.: Über Vorkommen und Entstehung eines Talk- schiefers in Uruguay und über seine partielle Verkiezelung. (Hierzu Tafel XXXV und 2 Textfiguren.) A. . . . .	408
WIEGERS, FRITZ: Über die Fossilführung und Gliederung der Lößformation im Donautal bei Krems. B. . . . .	379

# VI

	Seite
WOLFF, W.: Bericht über die Exkursionen des Internationalen Geologenkongresses in Toronto. (Titel.) V. . . . .	8
WUNSTORF: Die Erdöllagerstätten Nordamerikas. (Titel.) V. . .	213
WURM, A.: Über einige neue Funde aus dem Muschelkalk der Umgebung von Heidelberg ( <i>Ptychites dux</i> GIEB. und <i>Velopecten Alberti</i> (GOLDF.) PHILIPPI). (Hierzu Tafel XXXVI und 4 Textfiguren.) A. . . . .	444
ZIMMERMANN I, E.: Diskussion zum Vortrag HAARMANN. V. . .	365
— Gerölltonschiefer im Untersilar Thüringens. V. . . . .	269

Bericht des Archivars . . . . .	418
- - Schatzmeisters . . . . .	416
Druckfehlerberichtigungen . . . . .	VII
Mitgliederverzeichnis . . . . .	536
Mitgliederzahl . . . . .	418
Neueingänge der Bibliothek . . . . .	520, 127, 199, 312, 352, 407, 436
Ortsregister . . . . .	439
Protokoll der Sitzung am 7. Januar 1914 . . . . .	1
- - Sitzung am 11. Februar 1914 . . . . .	65
- - Sitzung am 4. März 1914 . . . . .	129
- - Sitzung am 1. April 1914 . . . . .	201
- - Sitzung am 6. Mai 1914 . . . . .	257
- - Sitzung am 10. Juni 1914 . . . . .	313
- - Sitzung am 15. Juli 1914 . . . . .	339
- - Sitzung am 4. November 1914 . . . . .	355
- - Sitzung am 2. Dezember 1914 . . . . .	409
Rechnungsabschluß . . . . .	519
Redaktionsbericht . . . . .	419
Sachregister . . . . .	445

## Druckfehlerberichtigungen.

- S. 319, Zeile 9 von oben lies „entsprechende Gebilde von Kalkspat aus den gewöhnlichen . . . .“ statt „entsprechende Gebilde aus den gewöhnlichen . . . .“.
- S. 319, Fußnote 1 lies „Ktypeit“ statt „Klypcit“.
- S. 336, Zeile 13 von unten lies „*Hexacrinus exsculptus*“ statt „*Hexacrinus exculptus*“.
- S. 64, Zeile 9 von unten lies „*Ursus spelaeus*“ statt „*Ursus spetaeus*“.
- S. 125, Zeile 5 von oben lies „*Elephas (primigenius) trogontherii*“ statt „*Elephas (primigenius) trogontherii*“.
- S. 161, Zeile 5 von unten lies „Minden i. Westf.“ statt „Minden“.
- S. 195, Zeile 18 von oben lies „Riß-Würm-Interglazial“ statt „Riß-Würm“.
- S. 197, Zeile 8 von oben lies „Faunenwechsel im Diluvium“ statt „Faunenwechsel“.
- S. 273 Zeile 10 von oben lies „*Lithoglyphus Neumayri*“ statt „*Lithoglyphus Neumeyeri*“.
- S. 330, Zeile 5/6 von oben lies „*Hoplites Deshayesi*“ statt „*Hoplites Deshagesi*“.





# Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

## A. Abhandlungen.

1. Heft.

66. Band.

1914.

Januar bis März 1914.

(Hierzu Tafel I—V).

Berlin 1914.

Verlag von Ferdinand Enke,  
Stuttgart.



Aufsätze:

## INHALT.

1. v. STROMER, E.: Mitteilungen über Wirbeltierreste aus dem Mittelpliocän des Natrontales (Ägypten). 3. Artiodactyla: A. Bunodontia: Flußpferd. (Hierzu Taf. I—III und 15 Textfiguren) . . . . . 1
2. SCHUH, FRIEDR.: Geologische Beschreibung der Gegend von Saignelégier und les Pommerats, mit einem Anhang zur allgemeinen Juratektonik. (Hierzu Taf. IV u. V und 10 Textfiguren) . . . . . 34
3. ROTHPLETZ, A.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. (Hierzu Taf. VI—VIII und 24 Textfiguren) . . . . . 76  
(Schluß und zugehörige Tafeln im nächsten Heft.)

# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFTE†	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	„ BORNHARDT	„	HENNIG
sitzende:	„ KRUSCH	„	JANENSCH
Schatzmeister:	„ MICHAEL	„	WEISSERMEL
Archivar:	„ SCHNEIDER		

## Beirat für das Jahr 1914

Die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen,  
OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

## Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,  
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,  
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,  
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Samlungskustos Dr. Schneider**,  
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr Janensch**, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Oberbergrat Bornhardt**, Charlottenburg, Dernburg-Str. 49 oder Herrn **Professor Dr. Krusch**, Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Rich. Michael**, Charlottenburg, Kaiserdamm 74, Postscheckkonto **Berlin NW 7, Konto Nr. 16 071** oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen

# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

---

### Aufsätze.

---

#### 1. Mitteilungen über Wirbeltierreste aus dem Mittelpliocän des Natrontales (Ägypten).

Von Herrn ERNST STROMER (München).

(Hierzu Tafel I—III).

#### 3. Artiodactyla: A. Bunodontia: Flußpferd<sup>1)</sup>.

Über die Reste von *Hippopotamus hipponensis* GAUDRY, die bisher am Garef el Muluk und Fundorte C sich fanden, habe ich (Abh. Senckenbg. 1905, S. 109 ff.) schon ausführlich berichtet, und zu der dort angeführten Literatur ist nur wenig nachzutragen. (S. 23.) Herrn MARKGRAFS bei meiner Reise 1910/1911 vorgenommene Ausgrabungen am Garef el Muluk förderten für die Münchner Sammlung außer einzelnen Skeletteilen eine Anzahl einzelner Zähne des bleibenden und des Milchgebisses zutage, so daß über wichtige Organe der bisher sehr dürftig bekannten Art Aufschluß gegeben werden kann. Da ihre Selbständigkeit schon feststeht, beschränke ich mich im wesentlichen darauf, all diese Teile zu beschreiben und vor allem mit entsprechenden des rezenten Flußpferdes zu vergleichen, da von ihm dank des liebenswürdigen Entgegenkommens von Prof. Dr. LEISEWITZ wenigstens vom Gebiß genügendes Material der hiesigen Skelettsammlung zur Verfügung steht, um über die Variabilität einigermaßen klarzuwerden und dadurch eine monographische Bearbeitung der interessanten Familie der *Hippopotamidae* zu erleichtern.

Bei der Untersuchung des bleibenden Gebisses vergleiche ich außer A nur deutsch-ostafrikanische Flußpferde: A einen von Herrn BRÜGEL 1907 in Aden gekauften Schädel von 55 cm.

---

<sup>1)</sup> Die Abschnitte 1. Affen und 2. Raubtiere sind in dieser Zeitschrift Band 65, 1913, S. 350 ff erschienen.

Basallänge, dessen P 4 und M 3 eben angekauht sind; B einen Schädel coll. ENGELHARDT 95 von 60 cm Länge, ebenso abgekaut; aus coll. KATTWINKEL: C einen 58 cm langen, ungefähr ebenso abgekauten, D einen 55 cm langen Schädel, bei dem P 4 und M 3 im Durchbruch begriffen sind, sowie E und F Schnauzen in ungefähr demselben Stadium. Die Maße sind in der Tabelle auf S. 22/23 zusammengefaßt.

### I. Bleibendes Gebiß.

Von den oberen Zähnen ist der I 1, welcher bei B verloren gegangen ist, stiftförmig, gerade oder eben gebogen und wird mesial und lingual abgekaut. Wie E zeigt, ist die Spitze außer mesial vorn überall mit Schmelz bekleidet, der vertikal gerieft ist und lingual seitlich eine Kante zeigt. Sonst ist nur labial oder labial seitlich ein breiter, bei C aber schmaler Schmelzstreifen vorhanden, und bei A fehlt auch dieser. Die schmelzlose Oberfläche ist gerieft. Der ursprünglich kreisförmige Querschnitt endlich wird bald infolge schwacher seitlicher Abplattung oval.

Der ebenfalls stiftförmige I 2 ist etwas bis sehr deutlich gebogen und zeigt nur bei E und wohl auch bei F labial und seitlich je einen breiten, sonst nur labial, bei B aber nur labial seitlich einen feingerieften Schmelzstreifen; bei C, wo der Zahn sehr wenig gebogen ist, fehlt auch dieser. Die schmelzlose Oberfläche ist deutlich gerieft, das Ende kegelförmig und besonders lingual abgekaut. Bei A und B jedoch ist das Ende nur lingual konkav abgekaut. Der Querschnitt ist kreisförmig bis etwas oval.

Unter den Fossilien kann ein stiftförmiger, kaum gebogener und schmelzloser Zahn nur mit Vorbehalt als oberer I 1 angesehen werden; denn er ist nicht gerieft, stark seitlich komprimiert und relativ klein. Dagegen ist mit ziemlicher Sicherheit ein linker I 2 vorhanden (Taf. I, Fig. 1a—c). Er ist deutlich gebogen, auch ein wenig seitlich gekrümmt, im Querschnitt oval und etwas längsgerieft. Labial ist ein sehr schmaler, basalwärts spitz auslaufender Streifen von wenig längsgestreiften Schmelz vorhanden und das Ende ist in einer schrägen Fläche lingual abgekaut. Er gehört also wohl einem ziemlich alten Tiere an.

Der deutlich gebogene prismatische C der Flußpferde ist stets queroval, wobei seine Durchmesser sich etwa wie 2:3 verhalten. Er hat an der Distalseite eine mäßig tiefe und nicht sehr breite Furche, die etwas der mesialen Seite genähert verläuft.

Der Schmelz, der gestreift, bei B aber etwas gerieft ist, umkleidet die ganze Labialseite und Distalseite. Die schmelzlose Mesialseite ist gerieft, das Ende vorn in ebener Fläche abgekaut, die mesial weiter basalwärts reicht als lateral.

Ein linker fossiler C (Taf. I, Fig. 2a, b) ist größer als bei E und F, also relativ sehr stark. Seine Furche ist nicht größer, liegt aber ziemlich in der Mitte der Distalseite, und der deutlich gestreifte Schmelz fehlt an der mesialen sowie an der ganzen vorderen Labialseite, die schwach gerieft sind. Endlich reicht die Abkauungsfläche lateral mehr basalwärts als mesial.

Der P1 der ostafrikanischen Flußpferde ist offenbar im Schwinden begriffen, denn nur bei E ist ein durch Diastemata isolierter zweiwurzeliger Zahn vorhanden, dessen konische Krone nur etwa 15 mm hoch, 16 lang und 7 dick ist. Bei F ist links nur ein Alveolenrest vorhanden, rechts ein oben abgekauter kleiner einwurzeliger Kegelzahn von nur 13 mm Länge und 7 mm Dicke. Bei A und D ist nur ein einfacher Alveolenrest, und zwar nur auf einer Schädelseite, vorhanden, ja bei B und C fehlt auch diese Spur. Wie schon CUVIER (1834, S. 408) im Gegensatz zu BLAINVILLE (*Hippopotamus* S. 30, Anm. 1) und neueren Autoren, z. B. SCHLOSSER und STEHLIN, könnte man den Zahn eher für einen DM1 halten, der ohne Nachfolger am Schlusse des Zahnwechsels ausfällt. Aber ein von mir untersuchtes Milchgebiß zeigt einen von E etwas verschiedenen DM1 (S. 10), während bei F der DM1 noch vorhanden zu sein und ohne Nachfolger auszufallen scheint. Jedenfalls hat das rezente Flußpferd praktisch nur drei Prämolaren<sup>1)</sup>.

Der zweiwurzelige P2 ist konisch, aber sein Kronenumriß ist basal etwa im Verhältnis 3:2 längsgestreckt. Der rauhe Schmelz bildet distal innen oder auch mesial öfters einen schwachen Basalwulst. Der Kegel ist manchmal distal, weniger oft auch mesial etwas abgeplattet und an diesen Flächen kantig begrenzt. Bei E endet die distale äußere Kante mit einem Höckerchen neben der Hauptspitze.

Der P3 ist, wohl ausnahmsweise, bei A und E durch ein etwa 15 mm langes Diastema vom P2 getrennt. Er ist etwas größer, bei E und F jedoch nicht länger als er und ziemlich ebenso gestaltet. Der Basalwulst ist variabel, indem er bei A und B mesial fehlt und distal außen am höchsten ist, bei C aber lingual vorn hoch. Die Krone hat bei A und B lingual hinten eine weniger steile Flanke, bei D an der Lingualseite

<sup>1)</sup> Man sollte das in der Zahnformel ausdrücken, etwa indem man den ersten Prämolare, wie überhaupt derartige rudimentäre Zähne, nur in einer Klammer anführt.

Kanten, bei E endlich wie am P2 einen Höcker distal außen an der Hauptspitze.

Der P4 bricht erst gleichzeitig mit dem M3, also sehr spät, durch. Er ist zwar dicker, aber kürzer als der P3 und deshalb, außer bei D, eben dicker als lang. Er scheint gelegentlich drei Wurzeln zu besitzen und variabler zu sein als die mittleren P. Die konische Krone zeigt manchmal an allen vier Seiten Kanten, manchmal nur lingual und distal. Der Basalwulst ist bei A ringsum vorhanden und lingual stark, bei B fehlt er buccal und ist distal außen stark, bei C ist er lingual und distal sehr stark und distal außen zu einem Höcker verdickt, bei D endlich ist er lingual und distal innen sehr stark. Bei E und F ist der P4 wie die weiteren Zähne leider nicht vorhanden.

Fossil liegt mir kein P1 und kein sicherer P2 vor, ein rechter Prämolare (Taf. I, Fig. 3a, b) ist aber wohl ein P3. Er besitzt zwei gleich starke Wurzeln; die stark abgekaute Krone ist relativ lang, längsoval und mesial, buccal und distal von einem schwachen Basalwulst umgeben. Ihre rauhe Buccalseite ist steiler als die glatte Lingualseite und die innen sanft abfallende Distalseite. Endlich war mesial und distal offenbar eine Kante vorhanden.

Als rechter P4 ist wohl ein Zahn anzusehen, dessen distale Wurzel in eine äußere und schwächere innere Wurzel geteilt ist (Taf. I, Fig. 4a, b). Ein Zahnkeim entspricht dann einem linken P4, und ein gleichgestalteter rechter und linker Zahnkeim, ebenfalls vom *Garet el Muluk*, liegt in dem Materiale des Senckenberg-Museums vor. Diese Keime sind allerdings ein wenig kürzer und deutlich schmaler als der ganze Zahn, sie entsprechen bei ihrer geringen Höhe eben nur dem oberen Teil von dessen Krone. Sie ist konisch, eben angekauft, buccal fast glatt, lingual stark runzelig, mesial und distal mit einer Kante versehen, die distal stark und höckrig ist. Mesial und distal ist auch ein Basalwulst vorhanden, der distal innen ziemlich verdickt ist.

Die drei fossilen unabgekauften oberen Molaren sind schon von Andrews (1902 S. 435, Taf. 21, Fig. 3—5) und mir (1905 S. 111, Taf. 20, Fig. 2) beschrieben und abgebildet. Neu liegt nur ein stark abgekaufter (Taf. I, Fig. 5), wohl der zweite rechte, vor, der in den Maßen und der Gestalt mit dem von mir beschriebenen übereinstimmt. Seine Höcker weisen die für Flußpferde bezeichnende Kleeblattform auf. Wie ich schon a. a. O. S. 113 hervorhob, ist bei rezenten der Basalwulst mesial und distal zwar meistens stark, am M3 aber auch hier nicht, buccal und

lingual stets höchstens als Wulst oder Höcker am Eingange des Quertales des M 1 und M 2 vertreten. Bei den fossilen M jedoch ist der Basalwulst ziemlich gleichmäßig und deutlich ausgebildet.

Von den *unteren Zähnen* der rezenten ostafrikanischen Flußpferde ist der stets schmelzlose I 1 stark, fast gerade, stiftförmig und deutlich gerieft, im Querschnitte beinahe kreisförmig, nur bei B oval. Sein Ende ist bei A kegelförmig, sonst lingual außen abgekauft.

Der viel schwächere I 2 gleicht ihm, ist aber bei A als Ausnahme deutlich, wenn auch weniger als der obere I 2 gebogen. Nur bei C ist sein Querschnitt ein wenig oval. Das Ende ist ursprünglich kegelförmig und bei F noch rings mit Schmelz umgeben, der sich labial und etwas schwächer lingual in je einem basalwärts spitz auslaufenden Streifen bei D und E noch vorfindet. Die Spitze ist bei diesen oben und besonders lingual abgekauft. Bei B und C ist kein Schmelz mehr vorhanden und das kegelförmige Ende bei B labial, bei C lingual am stärksten abgekauft. A bietet außer in seiner Krümmung noch darin eine Ausnahme, daß von seinem lingual abgekauften Ende labial ein fein längsgestreiftes Schmelzband bis zur Basis herabzieht. Der I 2 zeigt also nicht nur je nach dem Lebensalter ein ziemlich verschiedenes Aussehen, sondern ist auch speziell in der Art der Abkautung und der Schmelzausbildung stark variabel.

GAUDRY (1876 S. 501/502) hatte 6 Reste von I, die er einem Unterkiefer entnommen glaubte. Er hielt einen 23 mm dicken (a. a. O. Taf. 18, Fig. 1) für den I 1, zwei 20 mm dicke (a. a. O. Fig. 2, 2a, 3, 3a) für I 2 und I 3, da bei den rezenten der I 1 stärker ist, während die indischen *Hexaprotodon* andere Verhältnisse zeigen, indem alle drei I gleich stark sind, oder der zweite viel schwächer als die andern ist. Ich brach aber eigenhändig aus einem verwitterten Unterkiefer am Profil C des Natrontales jederseits nur zwei gleichstarke 16,5—16,7 mm dicke I aus (1905 S. 110, Taf. 20, Fig. 8) und glaube nicht, daß ich etwa je einen stärkeren gänzlich verwitterten I 1 oder je einen rudimentären I 2 dabei übersah.

Jetzt liegen mir vom Garet el Muluk drei einzelne I vor. Der stärkste (Taf. II, Fig. 1a, b) ist gerade, schmelzlos, an seiner etwas abgeblätterten Oberfläche gerieft, im Querschnitte fast kreisförmig und am Ende konisch abgekauft. Er enthält eine weite Pulpahöhle, während der 1905 von mir abgebildete I 1 nur die oberste Spitze einer solchen enthält und im Durchmesser basalwärts dicker (bis zu 20 mm) wird. Er entspricht also wohl dem obersten, bei dem soeben beschriebenen schon



fast ganz abgekauten Teile des I 1, und beide gleichen ziemlich dem wenig stärkeren I 1 GAUDRYS.

Der zweite Zahn (Taf. II, Fig. 2a, b) ist eine kaum abgekaute obere Hälfte wohl eines rechten I 2, sie ist unter dem Schmelz kaum gerieft und im Querschnitt oval. Der schwach runzelige Schmelz umkleidet die hoch konische Spitze, ist lingual, distal und mesial vorn mit einer Längskante versehen; ihr Schmelz reicht basalwärts distal und mesial hinten mit einem Zipfel herab. Diese liegen also, wie die seitliche Kompression des Zahnes und die 1905 Taf. 20, Fig. 8 abgebildete Abkauungsfläche zeigt, lateral statt wie bei den rezenten labial und lingual. Von der Pulpahöhle ist nur die oberste Spitze erhalten.

Bei dem dritten Stück ist die schmelzbedeckte Spitze fast ganz abgebrochen, die Basis aber bis zum Unterende der weiten Pulpahöhle vollständig. Die Schmelzzipfel sind hier ähnlich wie bei dem vorigen, aber viel kürzer, und der etwas geriefte Schaft ist dadurch fast kreisförmig, daß der labiolinguale Durchmesser noch geringer als bei dem vorigen ist.

Trotz aller Unterschiede, besonders in den Dimensionen, könnten diese zwei Zähne den 1905 beschriebenen I 2 und GAUDRYS I 2 und I 3 entsprechen, da auch die rezenten I 2 sehr variabel sind. Es würde sich also um ein *Tetraprotodon* handeln, bei dem der I 1 nur in höherem Lebensalter und auch dann nicht so sehr wie bei dem jetzigen Flußpferd den I 2 an Stärke übertrifft.

Der untere C der ostafrikanischen Flußpferde ist stark gebogen, dreiseitig, deutlich gerieft und nur an der Distalseite schmelzfrei. Sie ist ein wenig nach innen gewendet, steht stumpfwinklig zur Labialseite, ist meistens am schmalsten und wird oben schräg abgekaut. Ihre Seitenteile sind gewölbt, median ist aber eine flache, bei A paarige Rinne vorhanden, die jedoch bei E sehr schwach ist, und bei F fehlt. Bei F ist übrigens der Schmelz ungewöhnlich reduziert, denn er bedeckt nur die Hälfte der Mesial- und Labialseite und endet hier basalwärts in Zipfeln, während an der Vorderkante ein schmelzfreier Streifen hoch emporragt. Die etwas nach vorn gewendete Mesialseite ist am breitesten, platt mit einer flachen Medianfurche, die etwas rückgewendete Labialseite dagegen ist deutlich gewölbt, die vordere Kante stets gerundet.

Meine Originale von 1905 (S. 110, Taf. 20, Fig. 7 und 11) gleichen der Norm der rezenten C, nur sind sie kaum gerieft und die Furche der Mesialseite ist sehr flach, die der Distalseite einfach. Ein fast vollständiger linker C (Taf. II, Fig. 3a, b). bei

dem von dem glatten Schmelz leider nur labial ein Rest erhalten ist, ist nur ganz wenig größer und distal schmaler. Ein distal abgekautes Oberende eines rechten C erreicht aber ebenso wie GAUDRYS Original (1876 S. 502) in seiner Größe die des rezenten, auch ist sein Schmelz schwach gerieft und mit feinen runzeligen Längsstreifen versehen.

Bei den Größenschwankungen der rezenten Flußpferdzähne stehe ich nicht an, wie schon 1905 (S. 116) alle Stücke zu derselben Art z. T. als wahrscheinlich alten Bullen angehörig zu rechnen., Denn der hiesige Bildhauer Prof. FRITZ BEHN stellte mir gütigst obere C, untere I 1 und C eines alten Bullen zum Vergleiche zur Verfügung, den er im Rovuma im südlichsten Deutschostafrika erlegte. Zu den in der Tabelle (S. 22) angegebenen Maßen füge ich hinzu, daß in der Luftlinie der obere C 250, der unter I 1 und C 400 mm hoch sind, daß die Durchmesser des oberen C 43 und 51 mm sind, und daß die Breite des Unterkiefers 510 mm betrug. Der Träger der Zähne war also so groß wie der diluviale *Hippopotamus major* Europas und bestätigt die Angabe BLAINVILLES (*Hippopotamus*, S. 26), daß das Weibchen um  $\frac{1}{3}$  kleiner als das Männchen sei. Nicht nur die Größe, sondern auch die Proportionen der vorderen Zähne des ostafrikanischen Flußpferdes schwanken also außerordentlich. Es mahnt das zur Vorsicht gegenüber den immer wiederholten Versuchen, Größenunterschiede bei systematischen Unterscheidungen allzu einseitig zu betonen, besonders bei wenig umfangreichem Vergleichsmaterial. Im übrigen zeigen die gewaltigen Zähne fast keine Besonderheiten gegenüber den oben beschriebenen ostafrikanischen, nur ist der Schmelz des oberen C, der bis zur Mitte der Vorderseite reicht, nicht gerieft, sondern nur gestreift, der fast gerade untere I 1 ist kegelförmig abgekauet und schmelzlos, und der beinahe halbkreisförmig gebogene untere C hat eine sehr wenig gewölbte, mit zwei Furchen versehene Distalseite, während die Furche der Mesialseite nahe der Vorderkante liegt.

Der untere P 1 verhält sich wie der obere, denn nur bei D ist, doppelt so weit vom P 2 als vom I 2 entfernt, ein stark abgekaueter kleiner einwurzeliger Zahn vorhanden, dessen 15 mm lange, 10 mm breite kegelförmige Krone mesial und distal ein Basalhöckerchen besitzt. Bei E und F findet sich nur eine Alveole näher am P 2 als am J 2, und bei A, B und C auch davon keine Spur.

Vom P 2 ist bei A links nur eine einfache Alveole vorhanden, rechts und bei den andern Kiefern hat er zwei Wurzeln. Er ist konisch, seine seitliche Abplattung beträgt meist ein

Drittel, bei F aber die Hälfte der Länge. Bei A und C ist er oben und distal oder distal innen abgekaut und besitzt mesial und distal Spuren eines Basalwulstes. Bei D hat er mesial, bei E und F auch lingual und distal je eine Kante, und bei E ist an der lingualen Kante in halber Höhe ein Höckerchen angedeutet, bei F schwach ausgebildet.

Der stets zweiwurzelige P 3, dessen Längsachse ein wenig nach hinten außen läuft und der distalwärts breiter wird, ist dem P 2 ähnlich, nur größer und anscheinend variabler. Bei A und B fällt nämlich die Distalfläche seiner Krone innen sanfter ab als sonst, bei D, E und F ist mesial wie distal eine Kante, und lingual hinten bei F eine glatte, bei E höckrige Kante, bei B ein Wulst, bei D aber nur ein Höckerchen in halber Höhe ausgebildet. Der Basalwulst ist mesial innen schwach, bei C und F deutlich entwickelt, distal besonders außen meistens mäßig und hier außer bei B mit einem Knopf versehen, der bei E und F ganz distal liegt.

Der P 4 verhält sich wie der P 3 und ist zwar außer bei D ein wenig breiter, aber nur manchmal ganz wenig länger, bei D sogar kürzer als er. Seine Krone ist buccal wulstig, mesial und distal kantig und lingual mit einem bei F kleinen, bei B nur wulstigen, sonst hohen Nebenhöcker versehen, so daß die Abkauungsfläche vierseitig wird. Der Basalwulst ist mesial und distal außen deutlich oder distal stark, bei E und F hier zu einem Höcker verdickt.

Von einem P 1 fand ich auch in dem oben auf Seite 5 erwähnten Unterkiefer, aus dem ich die beiderseitigen J, C und P 2 ausbrach, gar nichts, so daß er auch hier fehlte oder ganz rudimentär war. Der P 2, den ich (1905 S. 110, Taf. 20, Fig. 5) beschrieb und von außen abbildete, ist, wie Taf. III, Fig 1 zeigt, relativ groß und von den rezenten durch die Abplattung der Lingualseite und einen hohen, lingual hinten aus dem Basalwulst sich erhebenden Höcker ausgezeichnet, der vielleicht dem Höckerchen bei E und F entspricht.

Der P 3 ist von GAUDRY (1876 S. 502, Taf. 18, Fig. 5, 5a) und ANDREWS (1902 S. 435, Taf. 21, Fig. 2) beschrieben und abgebildet. Er gleicht dem P 2, nur ist er ein wenig länger. Sein großer lingualer Basalhöcker entspricht wohl den bei dem jetzigen Flußpferd variablen Gebilden der Lingualseite.

Die Krone eines rechten Zahnes (Taf. II, Fig. 4a, b), der ein wenig breiter und kürzer als diese P 3 ist, muß als die eines P 4 angesehen werden. Wie bei den rezenten ist die konische, etwas seitlich komprimierte Krone buccal wulstig, mesial und distal kantig und an der mäßig gewölbten Lingual-

seite mit einem hohen Höcker versehen. Auch im Basalwulst ist er kaum verschieden, denn dieser ist buccal und lingual sehr schwach, mesial mäßig, nur distal stark, aber nicht hoch.

Die unteren M der ostafrikanischen Flußpferde sind deutlich schmaler und wenig länger als die oberen, also mäßig gestreckt, ihre vier Haupthöcker verhalten sich aber ziemlich ebenso wie jene. Der Basalwulst ist am M1 mesial und distal stark, außer bei D aber buccal und lingual als Höcker am Eingange des Quertales ausgebildet. Am M2 ist er mesial meistens stark und hoch, distal in der Mitte auch hoch und gewöhnlich so stark, daß er hier den Eindruck eines Medianhöckers erweckt; im Eingange des Quertales findet sich lingual selten ein Höckerchen. Am M3 ist nur mesial ein schwacher Basalwulst vorhanden, distal derselbe Höcker wie am M2, jedoch so groß, daß er als fünfter Haupthöcker erscheint. Er besitzt innen, bei C auch außen Nebenhöckerchen.

Fossil liegt nur eine unabgekaute Krone eines vierwurzeligen rechten M2 vor (Taf. III, Fig. 2a, b). Sie ist relativ klein, deutlich schmaler und sogar ein wenig kürzer als am oberen M2 und mäßig längsgestreckt. Der Schmelz ist runzelig, die vier Haupthöcker sind schwach, aber doch so gefurcht, daß sie bei dem Abkauen ungefähr eine Kleeblattform geben; im Quertale ist nur buccal ein schwacher Wulst vorhanden, mesial und distal ist der Basalwulst zwar mäßig stark, aber nicht hoch, immerhin distal höher und mit einem Medianspitzchen versehen.

## II. Milchgebiß.

Vom Milchgebiß des Flußpferdes liegt mir leider nur eines aus der hiesigen Skelett-Sammlung vor, in einem Schädel nebst Unterkiefer aus dem Nil (1859) von 34 cm Basallänge. Hier treten die Spitzen der C, M1 und unteren I1 eben aus den Kieferknochen heraus, auch ist bemerkenswert, daß die oberen Zähne links, wo ich sie maß (siehe die Tabelle auf Seite 22, 23!), alle ein wenig größer sind als rechts.

Oben sind die zwei DI sehr klein, einfach konisch und ein wenig gebogen. Ihre schmelzbedeckte und an der Spitze abgekaute Krone war etwa 15 mm hoch. Der DI2 ist zwar nur minimal größer als der DI1, immerhin herrscht also das umgekehrte Größenverhältnis wie bei den I<sup>1</sup>).

Die DC sind leider schon ausgefallen; die 4 DM nehmen

---

<sup>1</sup>) BLAINVILLE (*Hippopotamus* S. 28 und 32) spricht von einem rudimentären oberen DI1 und unteren DI3, also von je 3 DI; ich kann keine Spur von mehr als zwei beobachten, er<sup>1</sup> hatte aber ein noch jüngeres Exemplar vor Augen.

distalwärts an Länge, Breite und Höhe zu. Ihr Schmelz ist runzelig. Der D M 1 ist vom D C durch ein etwas längeres Diastema getrennt als vom D M 2 und ist einwurzelig. Seine konische Krone ist relativ hoch (19 mm) und etwas nach innen geneigt, sie ist seitlich komprimiert, und mesial wie distal kantig. Für einen Ersatzzahn, einen P 1, ist kaum Platz vorhanden, da die Alveole des C unmittelbar über der etwas schräg nach hinten gerichteten des D M 1 liegt<sup>1)</sup>.

Der D M 2 ist durch ein Diastema, das seiner Länge fast gleichkommt, von ihm und durch ein ganz kurzes vom D M 3 getrennt. Seine zweiwurzelige Krone ist konisch, aber fast doppelt so lang als dick und mesial sowie distal kantig. Der Schmelz bildet distal und, allerdings schwach, auch lingual und mesial einen Basalwulst.

Der D M 3 stellt einen eigenartigen Übergang zwischen der Form der vorderen und hinteren D M dar<sup>2)</sup>. Er ist langgestreckt, wird distalwärts viel breiter, und seine hintere Wurzel ist zweigeteilt. Sein etwas vor der Mitte gelegener Haupthöcker ist lingual und buccal stark gewölbt, mesial etwas innen sowie distal etwas außen mit einer starken Kante, distal innen mit einer schwachen versehen, so daß die Abkauungsfläche vierlappig wird. Durch ein Quertal getrennt erheben sich dahinter zwei ebenso starke Höcker nebeneinander, die kleeblattförmig abgekaut sind. Endlich ist der Basalwulst distal, lingual vom Tal an bis mesial außen deutlich entwickelt und bildet mesial einen dicken Höcker, der durch den distalen Höcker und den Basalwulst des unteren D M 3 abgekaut ist.

Der DM 4 endlich gleicht, wie oft, ganz einem M, nur ist er kleiner. Er hat vier Wurzeln, ist viereckig und wenig länger als breit, und seine vier gleichartigen Höcker werden kleeblattförmig abgekaut, was zunächst nur an dem vorderen Paar der Fall ist, da das hintere in dem noch nicht ganz durchgebrochenen unteren M 1 noch keinen Antagonisten hat. Ein Basalwulst ist nur mesial und distal ausgebildet und an dem buccalen Taleingange, kaum am lingualen angedeutet.

<sup>1)</sup> Wenn also nach NEHRING und STEHLIN (1899 S. 202) bei rezenten und fossilen Suiden der vorderste P ohne Vorläufer gleichzeitig mit dem M 1 durchbricht, so ist wichtig, hervorzuheben, daß hier oben wie unten ein vorderster Backenzahn schon voll entwickelt ist, während von den bleibenden Zähnen, auch von dem M 1, wie erwähnt, erst die Spitzen aus den Kieferknochen ragen. Deshalb muß ich für das Flußpferd die Existenz von 4 D M annehmen. (Siehe oben Seite 3!)

<sup>2)</sup> Auch bei Sus ist der vorletzte obere und der letzte untere Milchbackenzahn der eigenartigste und im Grunde wie hier gebaut (Stehlin 1899 S. 204, 205).

Fossil liegt mir nur ein etwas abgekauter oberer rechter DM 3 und ein stark abgekauter linker DM 4 vor. Der erstere (Taf. III, Fig. 3a, b) ist relativ kürzer. Die zwei distalen Kanten des Haupthöckers sind schwächer, die zwei distalen Höcker sind durch eine tiefere Längsspalte getrennt, und der buccale ist weniger abgekaut als der linguale; endlich ist der Basalwulst lingual auch an letzterem vorhanden.

Der DM 4 (Taf. III, Fig. 4) hat vier stark divergierende Hauptwurzeln und zwischen den mesialen noch eine Wurzel, die buccalen Höcker sind kaum kleeblattförmig. Die Basalwulsteile an dem Quertale sind ein wenig stärker als bei dem rezenten Zahn, mesial ist der Basalwulst sehr wohl entwickelt, distal ist leider die Schmelzengrenzung der Krone abgebrochen. Der Schmelz, schon am DM 3 nur wenig runzelig, ist hier ganz glatt.

In dem rezenten Unterkiefer ist der DI 1 und DC schon ausgefallen. Der DI 2 ist ganz wenig stärker als im Zwischenkiefer, stiftförmig, gerade und im Querschnitt fast kreisförmig. Die konische Krone ist oben und lingual abgekaut und nur labial von Schmelz bedeckt, der eine basalwärts konvexe Grenze hat.

Die 4 DM sind schmaler und bis auf den DM 4, der einem umgekehrten unteren M 3 gleicht und ebenso wie er lang ist, auch kürzer als die oberen.

Außer am DM 1 ist der Schmelz etwas runzelig, an ihm nur sehr fein runzelig. Er erhebt sich ein wenig näher am DM 2 als am C als 18 mm hoher Kegel mit einfacher schräg nach hinten gerichteter Wurzel. Die etwas nach innen und vorn geneigte Krone ist nicht kantig und nur wenig seitlich komprimiert. Speziell letzteres unterscheidet ihn neben seiner geringeren Größe von den im Unterkiefer D vorhandenen P 1.

Der DM 2 ist durch ein sehr kurzes Diastema vom DM 3 getrennt, hat wie er zwei divergierende Wurzeln und ist über doppelt so lang als breit. Die seitlich platte spitze Krone besitzt mesial eine, distal zwei Kanten, wovon die äußere in einem Basalhöckerchen endet. Lingual sind unter der Mitte der Höhe Rauigkeiten vorhanden.

Der DM 3 wird distalwärts breiter, denn er hat hinter dem konischen Haupthöcker, durch ein Quertal getrennt, einen mäßig abgekauten wenig niedrigeren Doppelhöcker. Der Haupthöcker besitzt mesial eine Kante, distal außen eine Konkavität und lingual hinten in halber Höhe eine Rauigkeit. Mesial war wohl ein Basalhöcker vorhanden, der aber durch die Rückseite des oberen DM 2 ganz weggekaut ist, und distal

ist ein oben abgekauter Basalwulst dem Doppelhöcker angeschlossen.

Der DM 4 ist fast doppelt so lang, breiter und verbreitert sich noch distalwärts. Er ist vierwurzelig und seine etwas abgekaute Krone besitzt mesial einen ungefähr vierseitigen Höcker, dahinter zwei Paar Höcker, die durch ein breites Tal voneinander getrennt sind. Sie sind bis auf den lingualen distalen, der schräg komprimiert ist, kleeblattförmig abgekaut. Den distalen Abschluß bildet ein starker und hoher Basalhöcker, während sonst eine Basalwulst fehlt.

Meine Vermutung (1905 S. 114), daß fossile DI vorlägen, ist unrichtig, da die rezenten DI viel kleiner sind als alle gefundenen Schneidezähne. Das lingual abgekaute Oberende eines linken unteren Eckzahns ist aber seiner Größe nach das eines DC (Taf. III, Fig. 5a, b). Die kaum gewölbte Mesialseite ist nämlich nur 21 mm breit, die stark gewölbte Labialseite 22 und die Distalseite 12, der Zahn ist also stark seitlich komprimiert. Sein fein runzeliger Schmelz ist nur etwas längsgestreift und läßt nur die Distalseite frei. An der mesialen Seite ist keine Furche vorhanden.

Die Krone eines rechten DM 2 (Taf. III, Fig. 6), die nur distal unten schräg abgekaut ist, ist relativ sehr groß, besonders lang. Ihr Schmelz ist fast glatt. Die mesiale Kante ist wohl ausgebildet, die distalen zwei aber sind es nicht. Dagegen sind die Höckerchen hinten an der Lingualseite deutlicher als bei den rezenten.

Der rechte DM 3 liegt in einer wenig, etwas und stark abgekauten Krone vor, wovon die erste noch die zwei divergierenden Wurzeln besitzt. Ich bilde sie alle ab, um die starke Formänderung bei der Abkautung und die Variabilität zu zeigen (Taf. III, Fig. 7a, b, 8 und 9). Auch dieser Zahn ist relativ groß, nämlich so groß als der rezente. Sein Schmelz ist teils glatt, teils fein runzelig. Am Haupthöcker findet sich distal innen eine schwache Kante, distal außen keine Konkavität, lingual an ihm sind die Wärrchen deutlicher als bei dem rezenten, mesial erhebt sich ein stärkerer konischer Basalhöcker, der vorn abgekaut wird, der distale Basalwulst ist aber ein wenig schwächer.

Die Krone eines linken DM 4 (Taf. III, Fig. 10) ist ein wenig breiter und etwas kürzer als die rezente. Ihr Schmelz ist z. T. glatt, z. T. fein runzelig. Infolge sehr starker Abkautung ist der mesiale Höcker einfach breit oval, auch die zwei mittleren sind zu einem breiten etwas eckigen Oval verschmolzen und die zwei distalen auch nur noch durch eine



Schmelzinsel getrennt. Die distale Schmelzgrenze ist leider abgebrochen, anscheinend war aber der Basalwulst dem rezenten ähnlich, jedoch auch buccal am Mesialhöcker und lingual am Distalhöcker schwach ausgebildet.

### III. Skelett-Teile.

Außer den äußerst dürftigen Schädelresten, die ich (1905 S. 111) schon beschrieb, fanden sich vom Knochenskelett nur Wirbel und Extremitätenteile am Garet el Muluk. Sie kann ich mit dem Skelett eines Nilferdes aus dem oberen Nil in

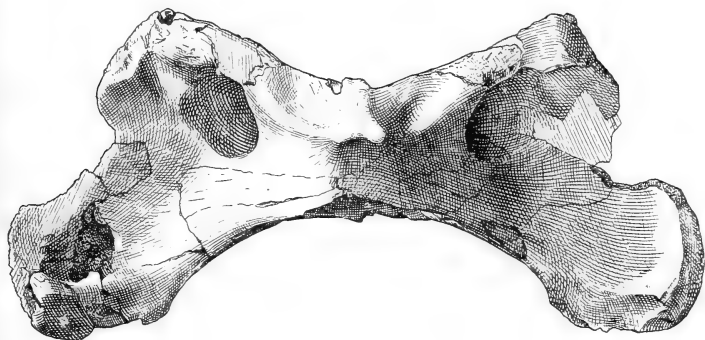


Fig. 1.

Atlas, von oben,  $\frac{2}{5}$  natürl. Größe. Original im Senckenberg-Museum. Dornfortsatz nach Münchener Original ergänzt.

der hiesigen Skelett-Sammlung (= *H. Nil*, Länge der Schädelbasis 610 mm, der oberen M-Reihe 135 mm, der unteren 150 mm) und mit Resten von *Hippopotamus madagascariensis* (= *H. mad.*) in der hiesigen paläontologischen Sammlung vergleichen, welche so zahlreich sind, daß ich auch über die Variabilität der Merkmale mir ein gewisses Urteil bilden kann..

Ein *Atlas* gleicht in Form und Größe dem von mir (1905 S. 111) schon beschriebenen, welchen ich hier nun abbilde (Fig. 1). Bei ihm ist der Dornfortsatz ein deutlicher Höcker wie bei *H. mad.*, während er bei *H. Nil* ganz schwach ist. Im Wirbelkanal ist beiderseits ein Höckerchen vorhanden, an dem sich das über den Dens des *Epistropheus* gespannte *Ligamentum transversum* ansetzte<sup>1)</sup>.

Ein fünfter und sechster Halswirbel mit z. T. abgebrochenen Quer- und Dornfortsätzen tragen auf dem Neural-

<sup>1)</sup> Bei *H. Lemerlei* GRAND. scheint in höherem Alter dieses Band zu verknöchern. (GRANDIDIER und FILHOL 1894 S. 174.)

dach keine Lophapophysen (STROMER 1902 S. 63). Bei *H. mad.* fehlen sie auch oder sind nur sehr schwach, bei *H. Nil.* auch bei dem Flußpferd aus dem *Kapland* (CUVIER a. a. O. Taf. 30, Fig. 6) und dem *Senegal* (BLAINVILLE a. a. O., Taf. 1 und 4) sind sie aber deutlich entwickelt. Der Körper des fünften (Fig. 2) ist übrigens ventral 45 mm lang, vorn 55 mm breit und 43 mm hoch.

Ein hinterer Brustwirbel entspricht dem zwölften, also der ersten Vertebra thoracolumbalis (STROMER 1902 S. 71). Die entsprechenden Körpermaße sind bei ihm über 40, 57 und 39 mm,

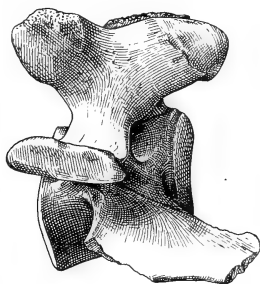


Fig. 2.

Fünfter Halswirbel von rechts.  $\frac{2}{5}$  natürl. Größe.

Parapophyse nach der linken Seite ergänzt, Dornfortsatz abgebrochen.

leider fehlen die Epiphysen, die vorderen Gelenkfortsätze und das Ende des Dornfortsatzes. An der kurzen Diapophyse, die keine Andeutung einer Anapophyse zeigt, befindet sich vorn eine flache Facette für die Rippe, die, von der vorderen Rippenfacette des Körpers kaum getrennt, wie sie nach vorn und etwas außen sieht. Die hintere Rippenfacette des Körpers sieht nach hinten etwas außen. Der breite, kaum rückgeneigte Dornfortsatz endlich scheint höher gewesen zu sein als bei *H. Nil.*, dessen Rippengelenke sich fast ebenso verhalten, bei dem aber eine Anapophyse angedeutet ist. Viel besser als die Teile des Achsenskelettes sind die der Extremitäten vertreten.

Zu der von mir (1905 S. 111) beschriebenen Scapula kommen noch zwei, wie sie oben und an der Spina unvollständig. Bei der rechten (Fig. 3) ist der Hals 61,5 mm breit, die Gelenkpfanne 56,5 mm lang, 50 mm breit, bei der linken sind die Maße 62,5, 61 und 52 mm. Bei allen drei ist wie bei *H. mad.* im Gegensatz zu den rezenten eine aufragende Spitze auf dem Ende des Processus coracoideus nur ange-

deutet und der Pfannenaußenrand vor der Mitte seiner Länge etwas aufgebogen. Im einzelnen besteht eine ziemlich Variabilität. Die Spina beginnt nämlich bei der ersten 45 mm. bei den andern zwei 40 mm über dem Gelenk und die Konvexität des Vorderrandes bei den zwei rechten Scapulae

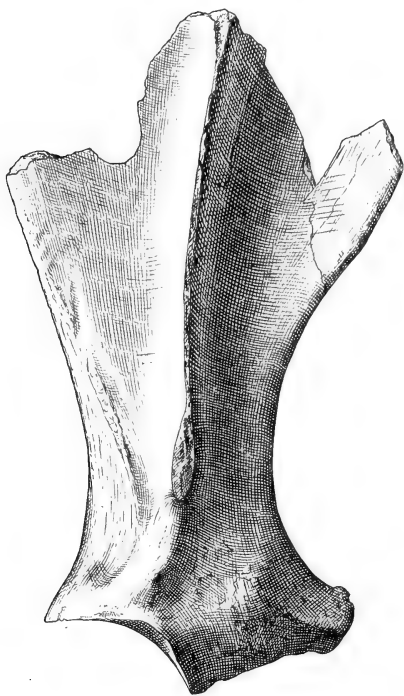


Fig. 3.

Rechte Scapula von außen.  $\frac{2}{5}$  natürl. Größe.  
Spina und oberer Teil abgebrochen.

höher oben als bei der linken und den rezenten. Auch ist der Processus coracoideus ventral bei der einen rechten wie bei der rezenten dicker als bei den andern zwei, und die Gelenkpfanne hat bei der linken ihre größte Breite hinten, bei den andern zwei vor der Mitte.

STUDER (1898 S. 74) und ANDREWS (1902 S. 435, 436, Fig. 1) beschrieben einen linken Humerus ohne Oberende. Mir liegt nur das untere Ende eines kleineren rechten vor. Es ist nur 92 mm, das Gelenk bis zu 70 mm breit, während die größte

Dicke innen 95,5 mm beträgt. Es bestätigt die Ansicht von ANDREWS, daß die Durchbrechung der Fossa olecrani bei STUDERS Original nur zufällig ist; denn ihr Boden ist hier geschlossen. Auch reicht der Condylus internus nicht tiefer herab als das Gelenk, wenn auch, wie bei *H. Nil*, tiefer als bei *H. mad.*, und tiefer als der Cond. externus.

Ein sehr gut erhaltenes Antibrachium bildete ich schon (1905 Taf. 20, Fig. 4) ab. Seiner Beschreibung (a. a. O. S. 112) ist auf Grund der neuen Funde: einer Oberhälfte des rechten sowie der unteren Epiphyse des linken Radius und der unteren Epiphyse der rechten Ulna, nur sehr wenig nachzutragen. Die größte Breite des Radius beträgt oben 70 mm, die Dicke 42 mm, sein Schaft ist auch nur 36,5 mm breit. Die größte Breite der unteren Epiphyse ist, wie 1905, 69 mm, die ihres Gelenkes 46 mm. Die untere Epiphyse der Ulna ist am Oberende 50,5 mm, am Gelenke hinten nur 26 mm breit.

Das Antibrachium eines ausgewachsenen *H. mad.* wie des *H. Nil* ist relativ kürzer, der Vorderrand des Olecranon nicht oder nur sehr wenig konkav und die Grube hinten lateral vom unteren Gelenke des Radius viel seichter. Die Verwachsung von Radius und Ulna aber ist bei *H. Nil* stärker als bei *H. mad.* und unserem Fossil.

Vom Vorderfuß fanden sich mehrere vereinzelte Knochen, deren Maße wie die der folgenden in der Tabelle auf Seite 21 u. 24 verglichen sind. Da ein geringes Verschieben des Ansatzes der Maßstäbe nicht unbedeutliche Unterschiede in den Maßen ergeben kann, so ist auf kleine Unterschiede in deren absoluten Größen und in ihren Verhältnissen kein Gewicht zu legen. Literaturangaben über solche Maße sind natürlich nur mit Vorbehalt zu gebrauchen, da oft nicht festzustellen ist, wo der Autor gemessen hat. Ein linkes Intermedium (= Lunare, Fig. 4) ist sehr klein, nämlich kaum halb so groß als bei dem Nilpferd. Es unterscheidet sich auch deutlich von diesem dadurch, daß seine Gelenkfläche für das Ulnare sehr klein ist, und daß vorn unten die Fläche für das Carpale 3, und die für das Carpale 4 + 5 winklig statt gerundet stumpfwinklig zusammenstoßen.

Zwei rechte Pisiformia (Fig. 5) gehören viel größeren Individuen an. Sie zeichnen sich gegenüber dem des Nilpferdes durch einen starken Wulst ihrer Außenseite aus.

Ein rechtes Carpale 2 (= Trapezoideum, Fig. 6) ist dadurch vom rezenten ausgezeichnet, daß das laterale Vordereck seiner mit dem Radiale gelenkenden oberen Fläche herabgeneigt ist, so daß der Lateralrand seiner Vorderseite kaum halb so hoch als der mediale, statt fast ebenso hoch ist. Dabei ist die mittlere

Breite und Höhe im Verhältnis zur Länge (von vorn nach hinten) relativ hoch.

Ein etwas lädiertes Carpale 3 (Magnum, Fig. 7) ist vorn relativ höher und schmaler als bei den rezenten, und hinter seinen oberen Gelenkflächen befindet sich oben auf dem Hakenfortsatz eine Querrinne.

Ein lateral und hinten lädiertes Carpale 4 + 5 (Unciforme, Fig. 8) scheint relativ schmaler zu sein als das rezente, und seine Gelenkflächen für das Metacarpale 4 und 5 sind durch



Fig. 4.

Linkes Intermedium  
von vorn.  $\frac{2}{5}$  nat. Gr.

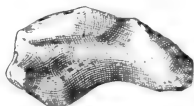


Fig. 5.

Rechtes Pisiforme von  
oben.  $\frac{2}{5}$  natürl. Größe.



Fig. 6.

Rechtes Carpale 2 von  
vorn.  $\frac{2}{5}$  natürl. Gr.



Fig. 7.

Linkes Carpale 3 von vorn und  
etwas oben.  $\frac{2}{5}$  natürl. Größe.

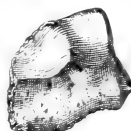


Fig. 8.

Rechtes Carpale 4 + 5 von vorn  
und etwas oben.  $\frac{2}{5}$  natürl. Größe.  
Lateral unvollständig.

eine deutliche Kante getrennt, was bei dem Nilpferd nicht der Fall ist.

Ein unvollständiges Metacarpale 2 und 5 beschrieb ich schon (1905 S. 112). Dazu kommt jetzt noch das erste Glied der dritten und fünften linken sowie der vierten rechten Zehe, und das zweite Glied der zweiten und vierten rechten Zehe des Vorderfußes. Sie zeigen kaum Besonderheiten, nur ist das erste Glied der fünften Zehe hinten wulstig verdickt und das zweite Glied der vierten Zehe relativ lang.

Von der Hinterextremität ist leider das Becken und der Oberschenkel kaum vertreten. Dagegen liegt eine rechte Tibia (Fig. 9) mit dem nicht verwachsenen Oberende (Fig. 10) und dem verwachsenen Unterende der Fibula vor, sowie eine linke Tibia, deren Oberende fehlt, und die nach ihrer geringen Größe und der noch nicht eingetretenen Verwachsung der Fibula einem ein wenig jüngeren Individuum angehört.

Die Tibia ist relativ lang, vor allem im Verhältnis zu

ihrer unteren Breite. Oben ragt der Innenrand der lateralen Gelenkfläche wie bei dem Nilpferd fast so hoch empor als der

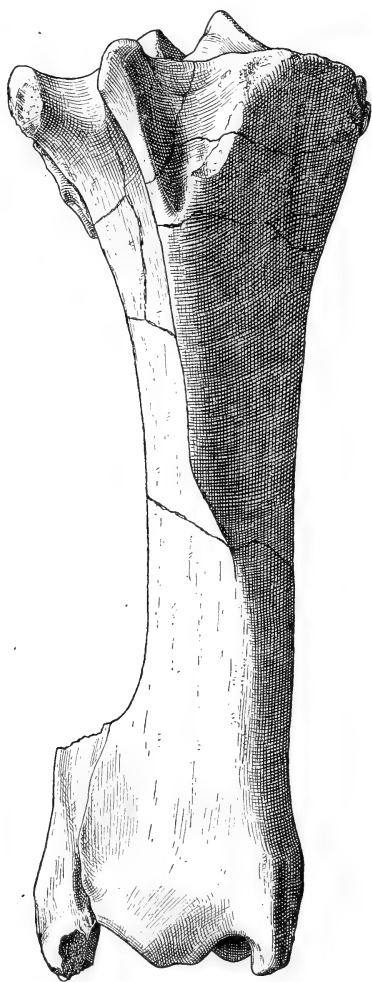


Fig. 9.

Rechte Tibia mit dem Unterende der Fibula, von vorn.  $\frac{2}{5}$  natürl. Größe.

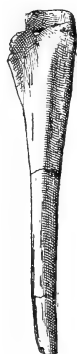


Fig. 10.

Rechte Fibula von außen.  
 $\frac{2}{5}$  natürl. Größe.

Obere Hälfte, zu der Tibia  
Fig. 9 gehörig.

Lateralrand der medialen Gelenkfläche, während bei *H. mad.* ersterer niedriger ist. Ferner ragt im Gegensatz zum Nilpferd und *H. mad.* das Oberende der Crista enemialis über die

Gelenkfläche empor, und ihr Vorderrand ist in der oberen Schafthälfte so stark lateralwärts umgebogen, daß in der Schaftmitte ein deutliches stumpfes Eck entsteht. Beides ist bei dem Nilpferd und besonders bei *H. mad.* viel schwächer der Fall. • Unten vorn, zwischen den zwei Gelenkgruben, ist bei der rechten Tibia eine Kerbe, die sich ventral in eine Rinne fortsetzt, nur angedeutet, an der linken aber deutlich. GRANDIDIER und FILHOL (1894 S. 177, 178, Taf. 15, Fig. 2, 3) fanden die gleichen variablen Verhältnisse bei *H. Lemerlei*.

Die Fibula (Fig. 10) ist oben im Gegensatz zu der rezenten deutlich verbreitert, ihr starkes Unterende wurde von CUVIER a. a. O. S. 426) fälschlich als getrennter Knochen behandelt.

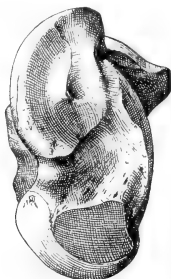


Fig. 11 a.

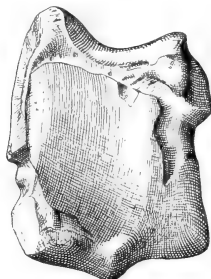


Fig. 11 b.

Linker Talus, a von außen, b von hinten unten.  $\frac{2}{3}$  natürl. Größe.

Ein linker, oben innen lädierter Talus (Fig. 11 a, b) paßt in seiner Größe zu der kleineren Tibia. Er ist gegenüber dem rezenten und dem des *H. mad.* sehr lang. Seine palmare Gelenkfläche für den Calcaneus ist distal kaum schmaler als proximal. Das ist zwar auch bei dem hiesigen Nilpferd der Fall, bei dem Flußpferd aus dem *Senegal* aber scheint nach BLAINVILLE (*Hippopotamus* Taf. 5) ihr Lateralrand schräg nach innen unten zu laufen, wie das bei allen hiesigen Exemplaren von *H. mad.* der Fall ist. Die Konkavität über und median von dieser Fläche ist relativ schmal und seicht gegenüber der des Nilpferdes und der medialen des *H. mad.* Von den lateralen Gelenkflächen für den Calcaneus ist die obere von der für den Malleolus externus nicht abgesetzt und die untere breit, was auch bei dem Nilpferd der Fall ist, während bei *H. mad.* stets die obere deutlich vertieft, die untere viel schmaler ist. Distal endlich ist die Gelenkfläche für das Centrale (= Naviculare) etwas quer konkav und höher gelegen als die für das Tarsale 4 + 5 (Cuboideum), was bei dem Nilpferd in geringerem Maße der Fall ist, während

bei *H. mad.* die Fläche für das Centrale sehr wenig konkav und kaum über der anderen gelegen ist.

Ein linkes Tarsale 4 + 5 (= Cuboideum, Fig. 12) ist relativ groß und gleicht in seinen Maßen dem *kapländischen* Flußpferd CUVIERS, paßt also nicht an den vorliegenden Talus. Es zeichnet sich durch eigenartige Ausbildung seiner medialen Gelenkflächen aus. Bei dem Nilpferd und *H. mad.* befindet sich nämlich hinten oben eine etwas hochovale Fläche für das Centrale, die nach innen und mäßig oben sieht, unten vorn eine für das Tarsale 3, welche, stark von vorn nach hinten gestreckt, bis unter die erstere reicht und nur nach innen sieht. Bei dem fossilen Stück nun liegt die Fläche für das Centrale tiefer und sieht nach oben

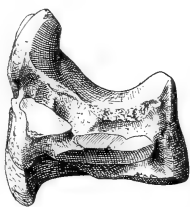


Fig. 12.

Linkes Tarsale 4 + 5 von innen.  $\frac{2}{5}$  natürl. Größe.

etwas innen, und vor ihr liegt eine gestreckte andere Fläche, die gleichgerichtet und nur durch eine Kante von einer ebenso, aber bis weiter nach hinten gestreckten Fläche getrennt ist, die nach unten mäßig innen sieht. Die obere gestreckte Fläche ermöglichte wohl eine zweite vordere Gelenkung mit dem Centrale, die untere mit dem niederen Tarsale 3, ähnlich wie z. B. bei *Anthracotherium* eine keilförmige Gelenkfläche des Tarsale 4 + 5 sich zwischen Centrale und Tarsale 3 einschiebt. Das Centrale und Tarsale 3 mußten also andere laterale Gelenkflächen haben als bei dem Nilpferd und bei *H. mad.* Die vereinigten Gelenkflächen für das Metatarsale 4 und 5 sind übrigens von dieser Fläche für das Tarsale 3 völlig getrennt; die für das Metatarsale 5 endlich ist im Gegensatz zu der des Nilpferdes und *H. mad.* quergewölbt und reicht bis auf die Lateralseite, womit übereinstimmt, daß ich (1905, S. 112) die Konkavität der oberen Gelenkfläche dieses Metatarsale hervorheben konnte. An dem kleinen palmaren Hakenfortsatz findet sich aber bei *Hippopotamus* keine Gelenkfläche. Zu den unvollständigen Metatarsalia 4 und 5, die ich a. a. O. beschrieb, kommen jetzt nur noch zwei erste Zehenglieder, wohl der linken zweiten und dritten Zehe (Fig. 13 und 14), und ein zweites Glied, wohl der zweiten rechten Zehe (Fig. 15). Die



zwei ersten Glieder sind oben relativ schmaler als bei dem Nilpferd, und das der zweite Zehe dabei verhältnismäßig lang, auch ist es hinten wulstig verdickt.



Fig. 13.

Erstes Glied, wohl der zweiten Zehe des linken Hinterfußes, von vorn.  $\frac{2}{5}$  nat. Gr.



Fig. 14.

Erstes Glied, wohl der dritten Zehe des linken Hinterfußes, von vorn.  $\frac{2}{5}$  natürl. Größe.



Fig. 15.

Zweites Glied, wohl der zweiten Zehe des rechten Hinterfußes, von vorn.  $\frac{2}{5}$  nat. Gr.

Zum Schlusse ist ein Sesamknochen vorhanden, der an das Gelenk zwischen einem Metapodium und dem ersten Glied einer dritten oder vierten Zehe gehört, ohne daß sich seine genauere Lage feststellen läßt. Er ist 35 mm lang und bis 18 mm breit und hinten dicker als bei dem Nilpferd.

#### Tabellen der Maße von Extremitäten-Teilen.

	Flußpferd		
	CUVIER S. 433	Nil	Natrontal
Intermedium			
von vorn nach hinten . . . . .	67	64,5	32
Höhe vorn . . . . .	59	62	29
Breite vorn . . . . .	37	40	20
Pisiforme			
von vorn nach hinten . . . . .	67	65	63
größte Breite . . . . .	28	26	29
Carpale 2			
von vorn nach hinten . . . . .	40	40	28
Breite vorn . . . . .	29	31	25
Höhe vorn . . . . .	21	26	20
Carpale 3			
von vorn nach hinten . . . . .	80	76	über 58
Breite vorn . . . . .	44	48	28
größte Höhe vorn . . . . .	33	32	22
Carpale 4 + 5			
von vorn nach hinten . . . . .	82	67	über 50
Breite vorn . . . . .	68	65	40
größte Höhe vorn . . . . .	40	32	22

## Tabelle

## A. Obere

	I 1		I 2		C	
	längs	quer	längs	quer	längs	quer
Schädel A . . . . .	23	20	22	22	29	39
" B . . . . .	—	—	28	28	32	47,5
" C . . . . .	29,5	23	24,5	19	32	39
" D . . . . .	31 ca.	28	25 ca.	25 ca.	34	41
Schnauze E . . . . .	19 ca.	19 ca.	19	15	23	30
" F . . . . .	24	19	22	17	22	32
Natrontal . . . . .	? 15	? 10,5	18	13,5	25	34
" . . . . .	—	—	—	—	—	—
" . . . . .	—	—	—	—	—	—
" . . . . .	—	—	—	—	—	—
Choeropsis liberiensis . . .	8	7	9	9	18	29

## B. Untere

	I 1		I 2		C		
	längs	quer	längs	quer	mesial	labial	distal
Schädel A . . . . .	33	31	25,5	24	45	33 <sup>2)</sup>	32
" B . . . . .	52	44	27,5	26	45	33	33
" C . . . . .	37	35	26	21	51	37	31
" D . . . . .	43	40	23	23	52	41	32
Schnauze E . . . . .	33	30	21	19,5	37	30	25
" F . . . . .	32	30	19	18,5	36	28	24
Rovuma G . . . . .	55,5	52,5	—	—	80	59	48
Gaudrys Orig. . . . .	? 23	? 23	? 20	? 20	? 44	—	—
Natrontal . . . . .	? 23	? 21	16,5	16,5	d 30	25	20
" . . . . .	16,7—20	16,5	16	12	s 35	26,5	19
" . . . . .	—	—	12,5	11,5	d 45	35 ca.	25 ca.
Choeropsis liberiensis	12	12	—	—	26	17	16

## C. Milch-

	D I 1		D I 2		D M
	längs	quer	längs	quer	1—4
obere Zähne rezent . . . . .	7	6	7,2	6,1	130
" " Natrontal . . . . .	—	—	—	—	—
untere " rezent . . . . .	—	—	7,6	6,5	123
" " Natrontal . . . . .	—	—	—	—	—

<sup>1)</sup> Die Maße sind alle an der Kronenbasis abgenommen und in

<sup>2)</sup> Die Grenzen der Labialseite sind so gerundet, daß die Maße nur

der Maße<sup>1)</sup>.

## Zähne.

P 2		P 3		P 4		M 1 — M 3	M 2	
längs	quer	längs	quer	längs	quer	längs	längs	quer
30	18	33	24	27	34	140	53	50
30	21	38	27	27	29	132	49	45
32	22	36	25	25	28	136	50	48,5
32	22	36	26	34	34	145 ca.	54	47
28,5	18	29	23	—	—	—	—	—
30,5	19	—	—	—	—	—	—	—
—	—	30	18	d 22	22	116 ca.	d 41	39
—	—	—	—	s 20	17	—	d 40 ca.	39
—	—	—	—	d 21	19,5	—	—	—
—	—	—	—	s 20	18	—	—	—
19,5	16	19,5	16	16,5	16	73,5	29,5	21 ca.

## Zähne.

P 2		P 3		P 4		M 1 — 3	M 2	
längs	quer	längs	quer	längs	quer	längs	längs	quer
d 30	19	37	23	39	26,5	160	56	36,5
32 ca.	—	34,5	21	35	24	155	54	34,5
31	19	36	21	31	24	155	54,5	36,5
32	20	36	26,5	38	25,5	155 ca.	55	34,5
28	16	33	19	36	23	—	—	—
30,5	14	36,5	20,5	36	22	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	35	—	—	—	—	—	—
d 29	19	32	19	31	23	—	d 38	24,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
17	11	17	13	17	13	85	22	18

## zähne.

D M 1		D M 2		D M 3			D M 4		
längs	quer	längs	quer	längs	vorn quer	hinten quer	längs	vorn quer	hinten quer
13,6	9	22,8	12	32,3	11	18	36	20	32,5
—	—	—	—	29,5	11	18	über 26,5	23,5	24,5
11	8,9	19	9,1	24	10	13	44	17	23
—	—	23,5	9,5	24,5	11	11,5	41	17,5	24,5
				23	9,5	11,5			
				24,5	10	13,8			

Millimetern angegeben. d bezeichnet rechte, s linke Zähne.  
ungenau angegeben werden können.

	Flußpferd		Natrontal
	CUVIER S. 433	Nil	
1. Glied der 3. Zehe			
Länge vorn in Mitte . . . . .	55	60	52
größte Breite oben . . . . .	—	45	35
1. Glied der 5. Zehe			
Länge vorn in Mitte . . . . .	?55	58	48
größte Breite oben . . . . .	—	37	32
2. Glied der 2. Zehe			
Länge vorn in Mitte . . . . .	?34	32,5	27
größte Breite oben . . . . .	—	32	26,5
2. Glied der 4. Zehe			
Länge vorn in Mitte . . . . .	34	34	35
größte Breite oben . . . . .	—	37	31

	Flußpferd		H. madagasc.		Natrontal	
	CUVIER S. 435	Nil	GULDBERG S. 21	München	rechts	links
Tibia						
Länge in Mittellinie .	346	325	225 <sup>1)</sup>	205	312	—
obere größte Breite .	152	140	89	91	120	—
obere Dicke in Mitte	112	115	62	62	93	—
untere Breite . . . .	89	88	57	57	66	66,5
untere Dicke in Mitte	58	60	36	36	50	46,5
Breite an schmalster Schaftstelle . . . .	57	52	35	35	49	49

	Flußpferd		H. mad.	Natron- tal	Ke- doeng Java	Seren- geti
	CUVIER S. 436	Nil				
Talus						
Länge in Mitte . .	77	85	55	78	72	94
Breite unten . . .	72	75	57,5	über 66	über 60	82,5
Dicke unten . . .	56	48	35	39	40	55 ca.
Breite der Cuboid- fläche . . . . .	37	37,5	26	über 25	33	42
Breite d. Navicular- fläche . . . . .	42	39	29	29,5	über 26	42
Tarsale 4 + 5						
Breite vorn . . . .	45	52	32	42		
größte Höhe vorn .	37	42	26	34		
von vorn nach hinten	66	62	43	61		

<sup>1)</sup> Wohl größte Länge statt Achsenlänge.

	Flußpferd		<i>H. mad.</i>	Natrontal	Kepdoeng Java	Serengeti
	CUVIER S. 436	Nil				
1. Glied der 2. Zehe						
Länge vorn in Mitte	53	54	—	52		
größte Breite oben	—	34	—	29		
1. Glied der 3. Zehe						
Länge vorn in Mitte	60	60	—	57		
größte Breite oben	—	44	—	35		
2. Glied der 2. Zehe						
Länge vorn in Mitte	26	30,5	—	28		
größte Breite oben	—	28,5	—	26,5		

## VI. Schluß.

*Hippopotamus (Tetraprotodon) hipponensis* GAUDRY ist also zwar fast nur in vereinzelt gefundenen Resten bekannt, so daß sich die so wichtigen relativen Größen der Teile erst sehr ungenügend klarlegen lassen, auch sind wichtige Organe: der untere M 3, die DI, der obere DC, Schädel, Unterkiefer, die meisten Wirbel, die Rippen, das Becken, das Oberende des Humerus, das Femur und die meisten Metapodien und Zehenglieder unbekannt; es lohnt sich aber doch, die hauptsächlichsten festgestellten Merkmale kurz zusammenzufassen.

Unsere Form ist erheblich größer als *H. madagascariensis*, aber in der Norm kleiner als die jetzigen Flußpferde, kann aber in starken Individuen, wahrscheinlich alten Bullen, die Größe kleinerer Individuen der letzteren erreichen, wie manche Zähne und Fußknochen erweisen. Da die Reste im Natrontale fast alle einer Schicht und benachbarten Fundorten entstammen und ich bei den rezenten ostafrikanischen Flußpferden wenigstens im Gebiß gleichfalls starke Größenschwankungen neben sonstiger Variabilität feststellen konnte, besteht aller Grund, sämtliche fossile Reste einer Art zuzurechnen und ihr ebenfalls erhebliche Variabilität zuzuschreiben<sup>1)</sup>.

Von den oberen Zähnen sind die I wenig gerieft, am C fehlt vorn der Schmelz, und die nicht sehr große Furche verläuft in Mitte der Distalseite, der P 3 ist sehr gestreckt, der P 4 besitzt distal eine starke Kante und innen einen verdickten Basalwulst, die M endlich sind quadratisch, ihr Basalwulst ist ringsum gleichartig, und ihre vier Höcker werden beim Abkauen kleeblattförmig.

<sup>1)</sup> Dasselbe gilt wohl auch von dem subfossilen Flußpferd Madagaskars, das öfters in mehrere Arten aufgelöst wurde.

Unten wird der I 1 etwas stärker als der I 2, bei dem der Schmelz mesial und distal basalwärts in Zipfel endet. Der C ist kaum gerieft, seine mesiale Furche sehr schwach, und der Schmelz fehlt nur an der gefurchten Distalseite. Die Backenzähne haben wie oben einen größtenteils rauhen Schmelz, an den P ist der starke linguale Basalhöcker bezeichnend, auch sind sie relativ groß, der M 2 ist ein längsgestrecktes Rechteck, mit nur distal mäßig starkem Basalwulst und mit schwach gefurchten Höckern.

Im Milchgebiß ist der Schmelz der Backenzähne glatt oder wenig rau, der obere DM 3 ist relativ groß, besonders breit, und die zwei Außenhöcker des wenig gestreckten, rechteckigen DM 4 sind kaum kleeblattförmig, der untere DC hat keine Riefen und keine mesiale Furche, die DM sind relativ groß, der DM 2 und DM 3 hat lingual deutliche Wärzchen, der DM 3 einen starken mesialen Basalhöcker, und der lange DM 4 ist relativ breit.

Am Atlas bildet der Dornfortsatz einen deutlichen Höcker, und der obere Eingang des Foramen transversum eine einfache Grube; die mittleren Halswirbel besitzen keine Lophapophysen.

An der Vorderextremität hat der Processus coracoideus keine aufragende Spitze, und der äußere Pfannenrand der Scapula ist etwas aufgebogen. Der Condylus internus humeri ragt tiefer herab als der externus, der Radius ist relativ schlank und hat unten hinten lateral vom Gelenk eine tiefe Grube, und die nicht sehr innig mit ihm verschmelzende Ulna besitzt einen konkaven Vorderrand des Olecranon. Am Intermedium stoßen die unteren Gelenkflächen winklig zusammen, das Pisiforme besitzt außen einen starken Wulst, das Carpale 2 einen niederen lateralen Vorderrand, und am Carpale 4 + 5 sind die distalen Flächen durch eine Kante getrennt. Die Metacarpalia besitzen distal hinten einen schwachen Leitkiel, und das 2. Glied der 4. Zehe ist relativ lang.

Auch die Tibia ist relativ lang, an ihrer Crista cnemialis ragt das Oberende hoch, und ihr umgebogener Vorderrand endet in einem deutlichen stumpfen Winkel. Die Fibula ist oben ziemlich verbreitert und verschmilzt unten mit der Tibia. Der Talus ist relativ sehr lang, hat palmar neben seiner sehr großen Gelenkfläche nur seichte und schmale Gruben, und distal liegt die querkonkave Fläche für das Centrale höher als die für das Tarsale 4 + 5. Letzteres zeigt medial eine eigentümliche keilförmige Gelenkfläche für das Centrale und Tarsale 3. Die Metatarsalia haben distal hinten schwache Leitkiele. Das Metatarsale 5 und das 1. Glied der 2. Zehe endlich ist relativ lang.

Mindestens die untere Hälfte der Beine war also nach

allem relativ schlank und lang, und in der Schmelzreduktion am oberen C sowie in den Lingualhöckern der unteren P wie in den Leitkielen der Metapodien kann man Spezialisierungen sehen.

Daß die im Mittelpliocän des Natrontales so häufige Art mit der von Bona in Algier durch GAUDRY (1876) beschriebenen identisch ist, hat schon ANDREWS (1902 S. 434) festgestellt, nach PH. THOMAS (1884 S. 18) stammt diese ebenfalls aus dem Pliocän, nicht aus dem Quartär. Daß zu unserer Form die von POMEL (1896) beschriebenen zahlreichen *Hippopotamus*-Reste aus dem Quartär Algiers nicht gehören, ist von ANDREWS (a. a. O.) und mir (1905 S. 116, 117) schon erwiesen worden; allerdings besitze ich keine Reste, die mit den dürftigen, die POMEL (a. a. O. S. 9 ff., Taf. 4) zu Gaudrys Art rechnete, direkt zu vergleichen sind.

Über die Originale von *H. annectens* POMEL (1896 S. 59, Taf. 13, Fig. 10, 11) aus Unterägypten läßt sich meinen Bemerkungen (1905 S. 116) nur hinzufügen, daß die Furche der Distalseite des oberen C (a. a. O. S. 60) offenbar wie bei *H. amphibius* im Gegensatz zu *H. hipponensis* der Medianseite genähert ist.

Daß *H. annectens* FALC. ebenso wie übrigens *H. pentlandi* H. v. MEYER und *H. melitensis* FORSYTH MAJOR nomina nuda sind, da sie ohne Beschreibungen aufgestellt wurden, erwähnte ich ebenfalls schon (1905 S. 113) und suchte (a. a. O. S. 115) zu zeigen, daß die dürftigen Knochenreste aus Nubien, für die der erste Name aufgestellt wurde, zu einem gewöhnlichen sehr großen Nilpferd gehören könnten, wozu ja schon FALCONER (1865 S. 372, 373) fossile obere sehr große M vom zweiten Nilkatarakt gerechnethatte. Darin müssen mich die Maße des rezenten Riesen-Individuums aus dem Rovuma, das ich oben (Seite 7 und 22) besprach, nur bestärken. E. FRAAS (1907 S. 7, Taf. 8, Fig. 3, 4) beschrieb nun einige sehr grosse Zähne aus jungen Schottern des Vaalflusses bei Kimberley in Südafrika als Reste einer var. *robusta* des rezenten *H. amphibius*. Ich kann seine vorsichtige Zurückhaltung in der Aufstellung einer neuen Art nur billigen, denn abgesehen von kleinen Unterschieden in einem unvollkommenen M können sie kaum von *H. amphibius* unterschieden werden, das mindestens ebenso groß wird.

Herr KATTWINKEL, dem die hiesige zoologische Sammlung u. a. mehrere der oben verglichenen Flußpferd-Schädel verdankt, brachte auch der paläontologischen Sammlung Säugetier-Reste mit, die er in einem quarzreichen vulkanischen Tuff in der Serengetisteppe Deutschostafrikas entdeckte. Die darunter be-

findlichen *Hippopotamus*-Reste erhielt ich dankenswerter Weise zum Vergleiche. Sie sind wohl ein Beweis für einst größeren Wasserreichtum in der sehr trockenen Steppe.

Es sind stark geriefte Bruchstücke eines unteren C, das untere Ende eines ? Metacarpale 4, ein linkes Metacarpale 5 und ein rechter Talus sowie schlecht erhaltene Wirbel nebst einem Bruchstück eines Calcaneus. Ihrer Größe nach passen sie zusammen und zu den von mir (1905 S. 115) besprochenen Originalen des *H. annectens* FALC. aus Nubien und den oben erörterten der var. *robusta* E. FRAAS. Der Talus paßt, wie seine Maße auf Seite 24 zeigen, in den Proportionen ganz zu dem hiesigen Nilpferd, auch in den auf Seite 19 angeführten Einzelheiten zeigt er nur darin eine Abweichung, daß die Konkavität über seiner breiten plantaren Fläche für den Calcaneus so schmal und seicht wie bei *H. hipponensis* ist. Das Gelenk des ? Metacarpale 4 ist 48 mm breit, 45 dick. Das Metacarpale 5 aber ist lateral 125 mm lang, sein oberes Gelenk 52 dick, die Breite und Dicke in Mitte des Schaftes beträgt 43 und 25,5 mm, am unteren Gelenk aber 45,5 und 41. Gegenüber dem von mir (1905 S. 112) gemessenen Metacarpale 5 des Nilpferdes ist der Schaft breit und relativ weniger dick, auch fehlt oben median die hintere Fläche für das Metacarpale 4 und lateral ebenso wie bei *H. hipponensis* eine größere Konkavität in Mitte des lateralen Höckers.

So auffallend es ist, daß all diese fossilen Reste: im nubischen Nil, in Deutschostafrika und am Vaalfluß, viel größer als die Norm der heutigen Art sind, lassen sich genügende Unterschiede zu einer systematischen Trennung doch noch nicht feststellen. Es handelt sich also wohl um Reste höchstens diluvialen Alters<sup>1)</sup>.

Wenn also nicht etwa die von E. HAUG in seinem *Traité de Géologie* (1911, II S. 1727) kurz erwähnten Reste von *Hippopotamus* älter sind, Zähne und Knochen, die zusammen mit *Hipparion* und *Dinotherium* am Omo- und Podi-Fluß nördlich des Rudolfsees gefunden wurden, ist der mittelpliocäne *H. hipponensis* der älteste bekannte Vertreter seiner Familie in Afrika.

Die Frage, ob die rezenten *Hippopotamidae* Afrikas von ihm abstammen, läßt sich bei der Unbekanntschaft wichtiger Teile, vor allem des Schädels, kaum mit Erfolg in Angriff nehmen. Die auf Seite 27 hervorgehobenen Spezialisierungen machen jedenfalls bedenklich.

<sup>1)</sup> Es ist von Bedeutung, daß auch in Europa das altdiluviale *H. major* fast nur in seiner gewaltigen Größe von der Norm des *H. amphibius* abzuweichen scheint.



Da aus meinen Vergleichen der einzelnen fossilen Reste mit den Teilen von *H. amphibius* die zahlreichen Unterschiede deutlich genug hervorgehen<sup>1)</sup>, habe ich nur einige Nachträge zu meinen früheren Vergleichen mit *Choeropsis liberiensis* zu machen; denn einesteils steht mir jetzt viel mehr fossiles Material, andernteils ein basal 30,5 cm langer Schädel mit Unterkiefer des rezenten Zwerges aus dem Senckenberg-Museum zur Verfügung<sup>2)</sup>. Er ist viel kleiner, und trotz mancher näheren Beziehungen bestehen doch deutliche Unterschiede. Im oberen Gebiß sind zwar die I und C auch nicht gerieft und am C liegt die Furche ebenfalls median, aber sie ist sehr tief und die Schmelzbedeckung reicht bis vorn, ist also weniger reduziert als bei dem fossilen C. Die I1 sind übrigens ein wenig schwächer als die I2. Der obere P1 ist zwar nur halb so groß als der P2, einwurzelig und einfach konisch, aber wie der P2 relativ stärker als bei *H. amphibius*. Der P3 ist nicht so gestreckt und die distale Kante des P4 nicht so stark wie bei *H. hipponensis*, und lingual hinten ist ein Höcker vorhanden. Von den Molaren, deren Höcker so ziemlich kleeblattförmig abgekaut werden, ist der M2 am größten und etwas gestreckt; ihr Basalwulst ist nur mesial und distal sehr schwach ausgebildet, also schwächer als sogar bei *H. amphibius* im Gegensatz zu *H. hipponensis*.

Unten ist der einzige, vor allem dem oberen I2 opponierte I und der C ebenfalls ungerieft, und an letzterem fehlt der Schmelz nur distal, auch ist mesial und distal keine Furche vorhanden. Der untere P1 ist schwächer als der obere und halb so groß als der P2, immerhin aber relativ stärker als bei *H. amphibius*. Die weiteren P sind ziemlich gleichlang und insofern denen von *H. hipponensis* ähnlich, als lingual hinten unten ein Höcker oder doch ein Wulst vorhanden ist<sup>3)</sup>. An den M werden die vier Höcker durch das Abkauen ungefähr kleeblattförmig, der M2 ist weniger gestreckt als bei den andern zwei

<sup>1)</sup> Auf die von mir (1905 S. 113) gestreifte Frage nach der Unterscheidung mehrerer geographischer Abarten des *H. amphibius* will ich nicht eingehen, da es zu weit führte. In LEIDY (1852) ist wertvolles diesbezügliches Material wenigstens über Schädel und Zähne zu finden; z. B. soll die kapländische Art gegenüber der westafrikanischen am oberen C distal neben der Furche stets einen schmelzfreien Streifen zeigen.

<sup>2)</sup> Herrn DREVERMANN, der mir das seltene Stück sowie die fossilen Reste aus dem Natrontal aus dem Senckenberg-Museum sandte, drücke ich hier meinen besonderen Dank aus.

<sup>3)</sup> Bei den Originalen MORTONS (1849, Taf. 33 Fig. 1, 7) und LEIDYS (1852, S. 220) ist an dem P2 und P3 kein lingualer Höcker vorhanden, es ist dies also offenbar ein variables Merkmal.

Arten, der Basalwulst mesial nur am M 3 deutlich, aber nieder, distal am M 1 hoch, am M 2 und M 3 in der Mitte hoch und mit dem hinteren Außenhöcker verbunden, jedoch niedriger als er. Jedenfalls ist der Basalwulst am M 2 distal stärker entwickelt als bei *H. hipponensis*. Die Knochen der Vorderextremität habe ich schon (1905, S. 115) erörtert, soweit es nach dem Vergleich mit der unzulänglichen Beschreibung MILNE-EDWARDS (1874, S. 61, 62) möglich ist; die Tibia scheint übrigens in der Umbiegung der Crista cnemialis der fossilen ähnlich zu sein.

Wenn also auch *Choeropsis liberiensis* in manchem, so besonders im Schwund eines unteren I, spezialisierter ist als unsere Form und in vielem mehr Beziehungen zu ihr zu haben scheint als *H. amphibius*, muß doch die Stärke der oberen und unteren P 1 als primitives Merkmal und ebenso wohl auch die viel geringere Größe gegen die Annahme angeführt werden, daß er in einem Abstammungsverhältnis zu der fossilen Form stünde.

Dasselbe gilt auch von dem subfossilen *H. madagascariensis* GULDBERG, der aber in dem anscheinend völligen Verlust der P 1 wie in anderen Merkmalen höher als *H. liberiensis* spezialisiert ist, wenn auch weniger als *H. amphibius*, und in der Größe zwischen *liberiensis* und *hipponensis* steht. Er ist nicht nur erheblich kleiner als *H. hipponensis*, sondern auch in vielen Einzelheiten deutlich von ihm verschieden, wie schon oben bei dem Vergleich mancher Skelett-Teile festgestellt wurde. Im Gebiß ist z. B. an den oberen M der Basalwulst buccal und besonders lingual sehr schwach, am unteren M 2 aber, der viel gestreckter ist<sup>1)</sup>, ist er mesial innen höher, distal in der Mitte als kegelförmiger Höcker ausgebildet.

Unter den asiatischen fossilen *Hippopotamus*-Arten ist *H. (Hexaprotodon) sivalensis* FALC. und CAUTLEY zwar in manchem *H. hipponensis* ähnlich, z. B. ist nach LYDEKKER (1884 S. 38) für die oberen M ein starker auch lingualer Basalwulst charakteristisch, die Furche an der Distalseite des oberen C liegt ebenfalls in der Mitte, und der Talus ist gleichfalls länger als bei *H. amphibius* (ebenda S. 41). Abgesehen von so primitiven Merkmalen wie dem Besitz der P 1 und von drei unteren I ist aber die Furche des oberen C wie bei *Choeropsis liberiensis* sehr tief und breit, und jene Art deutlich größer. Der untere M 2

<sup>1)</sup> Bei *H. Lemerlei* GRANDIDIER aus Madagaskar ist der untere M fast so breit als lang (GRANDIDIER u. FILHOL 1894 S. 123), bei *H. leptorrhynchus* (ebenda S. 284) aber verhält er sich wie bei dem hiesigen *H. madagascariensis*. Ob und wie die zusammen vorkommenden madagassischen Formen in Arten zu trennen sind, muß ich unentschieden lassen. (Siehe die Anm. auf Seite 25!)

ist z. B. nach LYDEKKER (a. a. O. S. 41) gewöhnlich 50 mm lang, 41 breit, selten 44,5 und 32,5. Der obere M 2 aber ist bald 43,5—49 lang, 55—56 breit, bald 58,5—56,5 lang und nur 49—47,5 breit. Es ist übrigens recht interessant, daß LYDEKKER nach dem so verschiedenen Längen- und Breitenverhältnis der oberen M zwei Formen (*latidens* und *angustidens*) unterscheidet (a. a. O. S. 39), wie GRANDIDIER und FILHOL (1894 S. 189, 184) bei den madagassischen (*Lemerlei* = *madagascariensis* und *leptorrhynchus*), und daß auch ich (1905 S. 113) auf ähnliches bei *H. amphibius* kurz hinweisen konnte.

Im übrigen ist in bezug auf die asiatischen Formen auf meine früheren kurzen Bemerkungen (1905 S. 118 und 123) zu verweisen, nur bezüglich der aus dem Altdiluvium von Trinil und Kedoeng Broeboes auf Java von STREMMER (1911 S. 104, 105) beschriebenen Reste möchte ich einiges bemerken. Denn mir liegt ein Talus vor, der von dem Autor zwar verwertet und überflüssiger Weise mit dem von Boviden verglichen wurde, der aber doch mit dem anderer *Hippopotamus*-Arten in Vergleich gebracht werden sollte. Wie seine Maße auf Seite 24 zeigen, gleicht er in der Größe und in den Proportionen dem von *H. hipponensis*. Auch die lateralen Flächen für den Calcaneus sind gleich ausgebildet. Aber palmar verläuft zwar der laterale Rand der Gelenkfläche für den Calcaneus ebenso, neben dem medialen zieht sich jedoch eine breite Rinne hin, und distal ist die Fläche für das Centrale noch höher gelegen und mehr querkonkav.

Der obere M2 ist nach STREMMER (a. a. S. 104) ebenfalls kaum länger als breit und fast so groß als bei *H. hipponensis* und besitzt nach seiner Abbildung (Taf. 16, Fig. 7) nicht nur mesial und distal, sondern wenigstens auch lingual einen Basalwulst. Soweit es sich bei so dürftigem Vergleichsmaterial feststellen läßt, gleicht also die javanische Art unserer mehr als die bisher erörterten.

Ob die Originale STREMMERs zu *Hexaprotodon sivajavanicus* DUBOIS (1908 S. 1265) gehören, und wie sich diese Art zu unserer verhält, läßt sich auf Grund der wenigen Angaben DUBOIS' nicht klar legen.

Was endlich die europäischen Arten von *Hippopotamus* anlangt, so brauche ich in der Hauptsache nur auf meine früheren Ausführungen (1905 S. 117) zu verweisen. Da aber OSBORN (1910, S. 313) sie, wie übrigens alle meine Abhandlungen, ignorierte und wiederum die dürftige Form aus dem Mittelpliocän von Monte Casino in Italien mit unserer Art in Verbindung brachte, sei nochmals betont, daß sie ihr nur in dem

Mangel der Riefung der I und des unteren C gleicht. Sie ist im übrigen ein wenig größer, scheint je 3 untere I zu haben, der untere C nach der Abbildung eine sehr deutliche mesiale Furche, der untere P2 keinen lingualen Höcker, und der deutlich gestreckte M nur distal einen starken Basalwulst und keine gefurchten Höcker zu besitzen. Von näheren Beziehungen kann man also nach dem wenigen Vergleichbaren kaum sprechen.

Neuerdings hat BORTOLETTI (1904 S. 91, Taf. 5, Fig. 3, 4) einen Oberkiefer mit den drei sehr gut erhaltenen M von Cortona in Toskana zu *G. Pentlandi* FALCONER gerechnet. Diese Art ist aber, wie ich (1905 S. 117) schon erwähnte, von H. v. MEYER aufgestellt und auch von FALCONER nie beschrieben worden. Die sehr stattliche Größe und Streckung sowie die Schwäche des Basalwulstes an der Lingual- und besonders an der Buccalseite unterscheiden die M von denen des *H. hipponensis*.

Die ältesten sichergestellten *Hippopotamus*-Reste außerhalb Asiens stammen aus dem Unterpliocän von Gravitelli in Sizilien. L. SEGUENZA (1902 S. 162ff. und 1907 S. 106ff.) rechnete sie zu *Hexaprotodon sivalensis* FALC. und CAUTLEY, konnte aber bei den vereinzelt gefundenen Resten nicht das Vorhandensein von je drei unteren I feststellen, auch unterscheidet sich z. B. der kurze Talus deutlich von dem der indischen Art. Mit *H. hipponensis* bestehen keine näheren Beziehungen; das beweist schon der allerdings wechselnde Querschnitt des oberen C (a. a. O. 1902 Taf. 7, Fig. 12, 14) mit der breiten und tiefen Furche in Mitte der Distalseite, worin eine Ähnlichkeit mit *H. sivalensis* und *Choeropsis liberiensis* besteht, und mit der sehr starken Convexität der Vorderseite, ferner die deutliche Riefung wenigstens der Medianseite des unteren C (a. a. O. 1907 S. 118, Taf. 7, Fig. 11) und am Talus die Kürze, die breite Furche neben der palmaren Gelenkfläche sowie der geringe Niveau-Unterschied der zwei distalen Gelenkflächen (a. a. O. 1902 Taf. 7, Fig. 4—9), endlich die stattliche Größe.

*Hippopotamus hipponensis* GAUDRY erscheint demnach auf das Mittelpliocän Nordafrikas beschränkt und gibt einstweilen keinerlei Aufschluß über die Stammesgeschichte der *Hippopotamidae*. Sie sind jetzt im Unterpliocän Indiens und Siziliens, im späteren Pliocän Indiens, Italiens und Nordafrikas, vielleicht auch in China, im Quartär endlich in Java, Vorder- und Hinterindien, auf Madagaskar, in Süd-, Ost- und Nord-Afrika, auf Mittelmeer-Inseln und von Spanien und Italien bis England und Westdeutschland nachgewiesen und erscheinen dann relativ plötzlich auf das äthiopische Afrika und das Niltal beschränkt. Solange eben die altweltlichen präpliocänen Säugetierfaunen

außerhalb Europas nur aus wenigen Gegenden (Belutschistan und unteres Indusgebiet in Asien, Moghara, Uadi Faregh und Fajum in Ägypten) bekannt sind, kann keine Entscheidung darüber erwartet werden, ob die *Hippopotamidae*, wie STEHLIN (1899 S. 488 und 1908 S. 751) vermutete, sich im wesentlichen in Afrika entwickelten und auf den sehr ungenügend bekannten *Choeromorus* des westeuropäischen Obereocäns zurückgehen, oder ob sie, wie SCHLOSSER (1903 S. 95 und 212) mehr entschieden als überzeugend vertrat, aus Asien stammen.

### Benutzte Literatur.<sup>1)</sup>

- BORTOLETTI, C.: Denti di Proboscidi, di Rinoceronte e di Ippopotamo dell' antica collazione Canali in Perugia. Rivista ital. Paleont., Anno **10**, Perugia 1904.
- DUBOIS, E.: Das geologische Alter der Kendeng- und Trinilfauna. Tijdschr. k. Nederl. Aardrijksk. Genootsch., Ser. 2, Bd. **25**, Leiden 1908.
- FRAAS, E.: Pleistocäne Fauna aus den Diamantseifen von Südafrika. Diese Zeitschr. Bd. **59**, Berlin 1907.
- GRANDIDIER et FILHOL: Observations relatives aux ossements d. Hippopot. usw. Ann. Sci. natur., Zoologie, Bd. **16**, Paris 1894.
- GULDBERG, G. A.: Undersogelser over en subfossil flodhest fra Madagascar. Christiania Videnskab-Forhandl. 1883 Nr. 6.
- OSBORN, H. F.: Age of Mammals, New York 1910.
- SEGUENZA, L.: Mammiferi e geologia del piano pontico, und: Nuovi resti di Mammiferi pontici di Gravitello presso Messina. Boll. Soc. geol. ital. Bd. **21** (1902) und **26** (1907), Roma 1902 und 1908.
- STEHLIN, H.: Die Säugetiere des schweizerischen Eocäns, 5. Teil. Abhandl. schweiz. paläont. Ges. Bd. **35**, Zürich 1908.
- STREMME, H.: Die Säugetiere mit Ausnahme der Proboscidi. SELENKA-BLANCKENHORN: Die Pithecanthropus-Schichten auf Java, Leipzig 1911.
- STROMER, E.: Die Wirbel der Land-Raubtiere. Zoologica, H. 36, Stuttgart 1902.
- THOMAS, Th.: Recherches stratigraphiques et paléontologiques d'eau douce de l'Algérie. Mém. Soc. géol. France, Ser. 3, Bd. **3**, Paris 1884.

<sup>1)</sup> Die von mir in den Abh. der Senckenberg. Gesellschaft Bd. **29** S. 131, 132, Frankfurt a. M. 1905 schon angeführte Literatur ist im Text vielfach zitiert, hier aber nicht nochmals abgedruckt.

## 2. Geologische Beschreibung der Gegend von Saignelégier und les Pommerats mit einem Anhang zur allgemeinen Juratektonik.

Von Herrn FRIEDRICH SCHUH aus Nürnberg.

Hierzu Tafel IV und V und 10 Figuren.

### Vorwort.

Das Gebiet, das ich im Herbst 1911 und im Frühjahr 1912 beging, um dessen Tektonik aufzuklären, liegt im nördl. Schweizer Kettenjura. Es wird im N und W vom Doubs umflossen, während im S Saignelégier, im O Bémont und Clairbief Grenzorte meines Aufnahmegebietes sind. Als Unterlage benutzte ich das Blatt 100 und 101 der topographischen Karte der Schweiz im Maßstab 1 : 25 000, und zwar wurde Blatt 100 ganz, Blatt 101 nur bis Saignelégier im S kartiert. An geologischen Karten existierte nur eine Übersichtskarte im Maßstab 1 : 100 000 von ROLLIER.

Als bequeme Zugangsrouten kommen nur die Bahn von Basel nach Delémont und Glovelier nach Saignelégier in Betracht. Die Höhenunterschiede sind in dieser Gegend bedeutend größer als in den im S und O angrenzenden Gebieten. Die höchste Erhebung beträgt 1073 m, während der tiefste Punkt im Doubstal auf einer Höhe von 486 m liegt. Daraus ergibt sich ein Höhenunterschied von ungefähr 500 m.

Für vielseitige Unterstützung möchte ich besonders meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. DEECKE, meinen wärmsten Dank aussprechen.

### Stratigraphie.

In der stratigraphischen Schilderung will ich mich kurz fassen und verweise daher zum Detailstudium auf die stratigraphischen Spezialwerke.

Am Aufbau meines Gebietes beteiligen sich im wesentlichen nur Malm und Dogger, und zwar schließt die aufgeschlossene Schichtenserie mit den unteren Bänken des mittleren Dogger ab, während die höchsten Malmagen aus oberem Kimmeridge bestehen.

## Dogger.

### II. Oberer Dogger 50 m.

#### I. Mittlerer Dogger 100—120 m.

Der Dogger hat in meinem Untersuchungsgebiet eine weit geringere Verbreitung als der Malm. Er findet sich aufgeschlossen in der Combe von Goumois, in dem Gebiet Beaugourd dessous — sur le Rang — Vautenaivre, ferner in dem von Malnuit — Champ — Patalour — Pâturage du Patalour — sous la Roche. Die beiden letztgenannten Gebiete gehören zu einem gemeinsamen Gewölbe, das im O über le Cerneux nach Soubey zieht.

### Mittlerer Dogger.

Der mittl. Dogger oder Bathonien besteht aus kompakten, weißen und feinoolithischen Kalken. In verschiedenen Horizonten kommen dünne Mergellagen vor.

Man pflegt den mittl. Dogger einzuteilen in:

#### III. ob. Hauptrogenstein.

#### II. Homomyenmergel.

#### I. unt. Hauptrogenstein.

Die Fossilführung ist im allgemeinen spärlich, und häufig sind ganze Gesteinslagen vollkommen steril.

Der unt. Hauptrogenstein, auch Oolithe subcompacte (THURMANN), besteht aus Kalkoolithen und kompakten Kalken mit Korallenbänken und Mergellagen. Aus letzteren konnte ich 150 Schritte vor der Einmündung des Tälchens von Vautenaivre in das Dqubstal *Rhynchonella quadriplicata* QU., *Terebratula maxillata* Sow., kleine Rhynchonellen und kleine ungefaltete Terebrateln sammeln. Die darüberliegenden Homomyenmergel oder Marnes à *Ostrea acuminata* (Th.) sind nirgends aufgeschlossen oder nicht vorhanden. Der ob. Hauptrogenstein oder Grande Oolithe (Th.) besteht vorwiegend aus kompakten weißen sterilen Kalken. Im einzelnen verweise ich auf M. MÜHLBERG<sup>1)</sup>.

### Oberer Dogger.

Der ob. Dogger oder Callovien wird zerlegt in:

#### II. Dalle nacrée = Athletaschichten.

#### I. Calcaire roux sableux (Th.) = Variansschichten.

Calcaire roux sableux ist im W von Beaugourd dessous deutlich nachweisbar. Doch auch an dieser Stelle ist es un-

<sup>1)</sup> M. MÜHLBERG: Vorläufige Mitteilung über die Stratigraphie des braunen Jura im nordschweizerischen Juragebirge.

möglich, die Mächtigkeit festzustellen, die jedenfalls ziemlich gering zu sein scheint. Die darüber liegende Dalle nacrée ist immer gut aufgeschlossen und wegen ihres eigenartigen Charakters als stark eisenreiche oolithische Crinoidenbreccie nicht zu verkennen. Sowohl in vertikaler wie horizontaler Erstreckung zeichnen sich diese Schichten durch große Konstanz aus. Die Grenze nach oben wie nach unten ist immer leicht nachweisbar.

### Malm.

Wichtiger als der Dogger ist der obere Jura mit einer Gesamtmächtigkeit von 400—500 m. Von seinen 5 Abteilungen:

- V. Portland,
- IV. Kimmeridge,
- III. Sequan,
- II. Rauracien,
- I. Oxford.

ist die oberste hier nicht entwickelt.

### Oxford.

Das Oxford hat in meinem Untersuchungsgebiet eine außerordentliche Verbreitung. Überall, wo es zutage tritt, finden wir es von Wiesen überdeckt, weil sich Wald nur bei Rauracienbeschüttung halten kann. Da es die mächtigste und zugleich reinste Tonschicht im ob. Jura darstellt, entspringen auf ihm alle größeren Quellen, und auf ebenen Flächen entstehen kleine Seen, Sümpfe, Moore und Torfe, z. B. im O von Saignelégier und zwischen les Pommerats und la Bosse. An steileren Gehängen befinden sich die Wiesen in ständiger Bewegung. Sowohl gegen das Rauracien wie gegen die Dalle nacrée ist es aus diesen Gründen nicht schwer, eine sichere Grenze festzustellen. Auf der Grenze von Oxford und Dalle nacrée kommt es außerdem in der Regel zur Ausbildung von Erdtrichtern. Dieselbe Erscheinung konnte ich auch auf dem Plateau im W von les Pommerats, auf der Grenze zwischen Natica-Mergeln und der Mumienbank beobachten. Die Mächtigkeit des Oxford unterliegt großen Schwankungen; teils finden wir ein übergroßes Anschwellen, teils eine weitgehende Verminderung der Mächtigkeit, zuweilen sogar vollkommene Ausquetschung. Bei normaler Lagerung wird man etwa 80 m annehmen dürfen. In guten Aufschlüssen läßt sich eine Zweigliederung erkennen. Die obere Partie, das sog. Terrain à chailles besteht aus einer mächtigen hellgrauen Mergellage, der schichtenweise kopfgroße kieselhaltige Kalkknauern eingeschaltet sind. Nach der Fossil-



führung<sup>1)</sup> können wir darin wieder unterscheiden zwischen einem oberen Teil, der durch das massenhafte Auftreten von Pholadomyen gekennzeichnet ist, den sog. Pholadomyenschichten, und einem unteren, in dem zwar Pholadomyen nicht fehlen, aber gegenüber dem oberen stark zurücktreten. Er wird nach dem dort in großer Individuenzahl auftretenden Fossil *Rhynchonella-Thurmanni*-Schichten genannt. Die bezeichnendsten Fossilien des Terrain à chailles sind folgende:

- Aspidoceras perarmatum* SOW.  
*Cardioceras cordatum* SOW.  
*Perisphinctes plicatilis* D'ORB.  
*Belemnites hastatus* BLAIN.  
 „ „ *excentricus* BLAIN.  
*Millericrinus echinatus* SCHLOTH.  
*Collyrites bicordata* DES.  
*Pholadomya lineata* ROEM.  
 „ „ *paucicostata* ROEM.  
 „ „ *canaliculata* ROEM.  
 „ „ *exaltata* AG.  
*Homomya gracilis* AG.  
*Pleuromya varians* LOR.  
*Pecten Laurae* ET.  
*Ostrea Bruntrutana* TH.  
*Rhynchonella Thurmanni* VOLTZ.  
*Terebratula Galliinei* D'ORB.

Die Ammoniten finden sich vor allem in den Thurmannischichten.

In meinem Gebiet bietet sich nur im N von Prés dessous Gelegenheit, die Fauna dieser Periode genauer zu studieren. Auf das Terrain à chailles folgt nach unten eine reine Tonschicht von schwarzgrauer, oft ins Bläuliche spielender Farbe. Diese Lage, die sog. Renggeri-Schichten, charakterisiert sich gut durch die in ihr enthaltenen, in Pyrit und Brauneisenstein umgewandelten Fossilien. Die bezeichnendsten Formen sind:

- Creniceras Renggeri* OPP.  
*Aspidoceras perarmatum* SOW.  
*Cardioceras cordatum* SOW.  
*Perisphinctes mirandus* DE LOR.  
*Balanocrinus pentagonalis* GF.  
*Ostrea Richei* DE LOR.  
*Belemnites hastatus* BLAIN.

<sup>1)</sup> LORIOU: Etude sur les mollusques de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura bernois avec une note stratigraphique par M. le prof. Koby. Mém. soc. pal. Suisse vol. XXIII 1896, vol. XXIV 1897, premier suppl. vol. XXVIII 1901.

Im übrigen verweise ich auf die Arbeit von P. DE LORIO<sup>1)</sup> An orographischer Bedeutung stehen die Renggeri-Tone gegenüber dem Terrain à chailles weit zurück. Wir finden sie daher äußerst selten gut aufgeschlossen. Ihre Mächtigkeit beträgt höchstens 20 m.

In großer Ausdehnung, so daß es wesentlich zur Gestaltung des Landschaftsbildes beiträgt, findet sich Oxford um die losgelöste Rauracienscholle nördl. von chez le Forestier und in der Combe von Goumois. Ein guter Aufschluß zum Studium des Terrain à chailles liegt im NO von Prés dessous, ein solcher in den Renggeri-Tonen ist westnordwestl. von Bémont in einem Bachbett.

### Rauracien.

Das Rauracien bedingt in dem von mir untersuchten Gebiet mehr als alle anderen Weiß-Juraschichten den landschaftlichen Charakter der Gegend. Wir sehen häufig gigantische Felsen die Nachbarschaft überragen oder flachgeneigte Lagen durch jähen Abbruch auf weite Erstreckung hin reizvolle Felsbarren bilden. Am Fuß der Felsen breiten sich in der Regel steile, von Dornestrüpp bedeckte Schutthalden aus. Da es für den Ackerbau zu trocken und steinig ist, trägt es meistens dichten Wald. Treten flachgeneigte oder horizontale Rauracien-schichten zutage, so zeigen sie deutliche Karrenbildung, z. B. in der Gegend von Saignelégier. Da diese letztgenannte Gegend schon einen Übergang zur argovischen Facies erkennen läßt, wechseln gleichaltrige Schichten schon auf kurze Erstreckung erheblich in ihrem Habitus. Immerhin kann man die übliche Dreiteilung des Rauracien noch durchführen. Demnach unterscheiden wir

1. ein unteres, gekennzeichnet durch Rasenkorallen, besonders *Thamnastraea*, Spongien und Seeigel (*Cidaris florigemma* PH., *Hemicidaris crenicularis* und *Glypticus hieroglyphicus*),
2. ein mittleres, vorwiegend aus Oolithen bestehend,
3. ein oberes, das wiederum reich an Korallen ist und außerdem eine Unmenge von Nerineen und Diceraten enthält.

Das Rauracien im sö. Teil meines Aufnahmegebietes läßt sich gut in einem zwischen Saignelégier und Bémont befindlichen Steinbruch studieren. Das unt. Rauracien besteht dort

<sup>1)</sup> P. DE LORIO: Etudes sur les Molusques et Brachiopodes de l'Oxfordien (zone à Ammonites Renggeri) du Jura bernois, suivies d'une note stratigraphique par E. Koby. Mém. soc. pal. Suisse, vol. XXV 1898, vol. XXVI 1899.

wie überall aus wohlgeschichtetem dunkelgrauem Mergelkalk von etwa 10 m Mächtigkeit. Alle darin vorkommenden Versteinerungen sind mehr oder weniger verkieselt. Darüber legen sich weniger gut geschichtete hellere Lagen. Oolithe spielen eine ganz untergeordnete Rolle und kommen nur in der oberen Partie vor. Die ganze Mächtigkeit beträgt 80—100 m. Genau in derselben Ausbildung finden wir das gesamte Rauracien im SO von Saignelégier durch einen im Jahre 1911 ausgeführten Straßenbau aufgeschlossen. Eine ganz abweichende Facies können wir an der Straße von Goumois nach Vautenaivre beobachten, wo oolithische Kalke einen sehr mächtigen Gesteinskomplex ausmachen, in dem das mittlere und ein Teil des oberen Rauracien als groboolithische, leichtzerbröckelnde weiße Kalke erscheint. Alle Versteinerungen, vor allem Nerineen, zeigen starke Abrollung oder Inkrustierung. Gleich anderen Autoren hat M. MÜHLBERG<sup>1)</sup> darauf hingewiesen, daß bewegtes Wasser die Vorbedingung aller Oolithbildung sei. So erregtes Wasser jedoch, wie es die starke Abrollung der Fossilien erfordert, findet sich nur in ganz geringer Tiefe. Wie uns die im ganzen Rauracien auftretenden Korallen zeigen, handelt es sich in diesem Falle um bis nahe an die Oberfläche heraufragende Riffe. Daraus ergibt sich, daß die Oolithbildung hier nur eine örtlich eng begrenzte Facies darstellen kann und stratigraphisch gänzlich bedeutungslos ist. Finden wir einen Oolithhorizont auf weite örtliche Erstreckung, so können wir sicher sein, daß diese Ablagerung in ihren einzelnen Teilen ein verschiedenes Alter hat. Übrigens wird mit dem Wort „Oolith“ in der Literatur Unfug getrieben. Wenn MÜHLBERG drei Arten von Oolithen unterscheidet: I. solche mit radialer und konzentrischer Struktur, II. solche nur mit konzentrischer Struktur, III. solche, welche weder radiale noch konzentrische Struktur zeigen, so leuchtet es von vornherein ein, daß die III. Gruppe mit den beiden anderen nicht das geringste gemein hat, sondern daß es sich hier vielmehr um ein feineres Konglomerat handelt. Man sollte aufhören, solche heterogenen Bildungen mit dem gleichen Namen zu belegen, vielmehr diesen auf die beiden ersten Gruppen beschränken.

Im S meines Aufnahmegebietes auf dem Weg, der von Muriaux nach der Hauptstraße Saignelégier-Goumois hinabführt, und diese im O von Belfond dessous trifft, habe ich folgendes Rauracienprofil aufgenommen:

<sup>1)</sup> M. MÜHLBERG: Vorläufige Mitteilung über die Stratigraphie des braunen Jura im nordschweizerischen Juragebirge, Anhang: Über Oolithe.

O. Ra.	Wir finden hier unter den Naticaschichten zunächst eine kompakte, sehr schwach oolithische Bank mit starken roten Tupfen, . . . . . ca. 2 m
	dann kompakte, hellgraue, dünngebankte, eintönige Kalke, . . . . . ca. 17 m
M. Ra.	darunter weiße, teilweise krümelige, groboolithische Kalke mit vielen abgerollten Versteinerungen, auch Korralen (meist aber nur Einzelkorralen) führend, . . . . . ca. 17 m
U. Ra.	darunter sehr kalkspatreiche, graugelbe, korallenreiche, wenig feste Kalke, die nach unten zu noch mergeliger werden. . . . . ca. 25 m
	Das ganze Rauracien hat hier eine Mächtigkeit von . . . . . ca. 60 m

Bemerkenswert ist, daß sich diese Facies des Rauracien mit der weißen, groboolithischen mittleren Abteilung sehr scharf unterscheidet von derjenigen, die man im SO meines Gebietes antrifft (vgl. Steinbruch auf der Straße Saignelégier—Bémont), während sie sich besser an die Facies anschließt, welche man auf der Straße von Goumois nach Vautenaivre studieren kann; doch haben dort jene weißen, groboolithischen Kalke eine noch weit größere Mächtigkeit.

### Sequan.

Nächst dem Oxford hat in meinem Untersuchungsgebiet das Sequan die größte Verbreitung. Besonders zwischen Pommerats und Saignelégier bedeckt es weite Flächen und zeichnet sich im Gegensatz zum Rauracien durch horizontale Konstanz aus. Es läßt sich daher gut gliedern in:

III. Ober-Sequan, ca. 30 m	} ca. 100 m
II. Humeralis-Schichten, ca. 10 m	
Mumienbank, 20 m	
I. Natica-Schichten, 30 m	

Der untere und mittlere Teil jener Schichtenserie trägt im Gelände vorzugsweise Wiesen und Äcker, deren Boden weniger fettig ist als der aus Oxfordtonen hervorgegangene. Deshalb dringt auch der Regen leichter ein und Sumpf- und Torfbildung ist selten.

Die Naticaschichten setzen sich aus Mergeln und Mergelkalken zusammen, denen besonders im unteren Teil einige Bänke tonarmen Kalkes eingeschaltet sind. Doch ist die Grenze zwischen ihnen und dem oberen Rauracien meist leicht festzustellen. Die Fossilführung ist ärmlich und zeigt nur Steinkerne. Außer einigen Zweischalern ist nur Natica

einigermaßen häufig mit einer größeren Anzahl von Species, (*Natica grandis* Mü. und *Natica Eudora* D'ORB.)

Über den Natica-Schichten folgt der für das ganze Sequan charakteristischste Gesteinskomplex, die sogenannte Mumienbank. Sie besteht teils aus kompakten, teils aus groboolithischen Kalken, in welchen die einzelnen Körner Haselnußgröße erreichen. Auch in den kompakten Kalken, bei denen es noch nicht zu typischer Oolithbildung kam, läßt sich die Zugehörigkeit zu jenem Komplex an feinen weißen Fleckchen erkennen<sup>1)</sup>. Aber nicht nur die eigenartige petrographische Beschaffenheit stempelt die Mumienbank zum trefflichen Leit-horizont für den kartierenden Geologen; es kommt noch hinzu daß sie sich durch ihre Lage zwischen zwei Mergelserien immer deutlich in einer kleinen Geländestufe zu erkennen gibt. Häufig kommt es auch auf der Grenze gegen die Naticaschichten zur Bildung von Erdtrichtern (vergl. S. 5), wie man dies auf dem Plateau im WNW und weniger deutlich im NO von les Pommerats beobachten kann. Die Mumienbank hat jedoch eine weitere Bedeutung dadurch, daß die Fauna des dortigen Meeres eine grundverschiedene Zusammensetzung vor und nach ihrer Ablagerung hatte. Dies läßt sich nur damit erklären, daß man vor der Ablagerung der Mumienbank eine Hebung annimmt (seichtes Wasser ist ja die Hauptbedingung der Oolithbildung), wodurch die Natica-Fauna auswandern mußte. Bei neuerlicher Senkung ergriff die ganz anders geartete Humeralis-Fauna von dem Gebiet Besitz<sup>2)</sup>.

Die Fauna der Humeralismergel wird charakterisiert durch den großen Reichtum an Echiniden wie Crinoiden, außerdem durch Brachiopoden und Austern. Alle übrigen Stämme des Tierreichs sind nicht oder nur äußerst spärlich vertreten.

Die bezeichnendsten Formen sind:

*Zeilleria (Magellania) humeralis* ROEM.

*Rhynchonella corallina* LEYN.

*Cidaris florigemma* PHIL.

*Cidaris baculifera* AG.

*Hemicidaris intermedia* FORB.

*Apiocrinus Meriani* DES.

*Pentacrinus Desori* TH.

*Exogyra Bruntrutana* TH.

<sup>1)</sup> Dasselbe kann man auch im mittleren Dogger oberhalb Patalour beobachten.

<sup>2)</sup> G. L. KEMMERLING (Geol. Beschr. d. Ketten von Vellerat u. Moutier) erwähnt die Mumienbank im Gegensatz zu meinen Befunden und denen des Herrn W. OERTEL nur an der Grenze der Humeralismergel gegen Ober-Sequan.

Die nun folgenden St.-Verena-Schichten zeigen wenig Einheitlichkeit. Es sind kompakte Kalke, Oolithe und Korallenriffe von örtlich schnell wechselndem Habitus. Oolithespielen keine besonders große Rolle, so daß die Bezeichnung St.-Verena-Oolith hier unstatthaft ist. Nach oben zu gehen sie ohne scharfe Grenze in die Kalke des unteren Kimmeridge über. Wie die St.-Verena-Schichten eine dem oberen Rauracien analoge Facies darstellen, so sind auch die hier auftretenden Tierstämme die gleichen. In größerer Zahl kommen Nerineen, Austern, Brachiopoden, Korallen und Bryozoen vor:

*Nerinea Gosae* ROEM.

*Nerinea Bruckneri* TH.

*Ostrea pulligera* QU.

*Hinnites astartinus* DE LOR.

*Terebratula humeralis* ROEM.

Gut läßt sich die Folge der verschiedenen Sequanstufen auf der Straße von les Pommerats nach Malnuit studieren. Bei Höhenpunkt 904 etwa liegt die Grenze zwischen unterem Kimmeridge und oberem Sequan. Als Übergangsschichten stellen sich weiße, kreibige oolithische Kalke ein. Schön aufgeschlossen finden wir diese kreibigen Oolithe auch an der Straße von Seignolet nach Moulin Jeannotat auf Höhenlinie 540<sup>1)</sup>. Darunter, und diese teilweise durchsetzend, folgen die Riffkalke des oberen Sequan. Die Straße weiter verfolgend, treffen wir auf einen ausgezeichneten Aufschluß der Humeralis- und weiterhin der Natica-Mergel. Die zwischen Mittel- und Untersequan eingeschaltete Mumienbank ist nicht typisch entwickelt.

Wenig südlich von der Grenze meines Aufnahmegebietes habe ich am Weg, der von Muriaux mit großer Schleife gegen N nach der Hauptstraße Saignelégier—Goumois hinabzieht und diese bei der Schleife im O von Belfond dessous trifft, ein Profil durch Mittel- und Untersequan aufgenommen, das abweichend ist von der Entwicklung im N meines Gebietes und das ebenso oder mehr noch wie das dortige Rauracien (siehe S. 9) schon Anklänge an die argovische Facies zeigt.

M. Sq.	Das Profil beginnt mit Mergeln, die reich sind an Echinodermen, besonders Crinoiden, aber auch <i>Terebratula humeralis</i> ROEM. und <i>Rhynchonella corallina</i> LYM. enthalten . . . .		etwa 4 m
	Darunter gut gebankte feste Kalke, die sich gut zu Bausteinen eignen und Mumien enthalten . . . . .		„ 12 m
	Dann eine Mergellage mit Pholadomyen und in Menge <i>Exogyra Bruntrutana</i> TH. u. s. w.		1—2 m
	Groboolithische Kalke und Mergel . . .		2 m

<sup>1)</sup> Ähnliche Übergangsschichten beschreibt W. OERTEL.

M. Sq.	{ Mergel, die außerordentlich reich sind an <i>Zeilleria humeralis</i> ROEM., wogegen andere Fossilien zurüctreten . . . . .	etwa 5 m
M. Bank	{ Schwach oolithische Bank . . . . . Bänke mit grobkörnigen Oolithen . . . . .	2 m 5 m
Na. Sch.	{ Mergel . . . . . Schwach oolithische, jedoch schöne Mumien enthaltende Bänke . . . . .	8 m 3 m
	Mergel . . . . .	4 m
	Mittel- und Untersequan zusammen . . . . .	45—50 m

Dieses Profil zeigt, daß wir es hier im ganzen Mittel- und Untersequan mit einem ständigen Wechsel von Kalken und Mergeln zu tun haben, daß Oolithe in verschiedenen Horizonten auftreten können, und daß sich das Mittelsequan in verschiedene faunistische Stufen zerlegen läßt, deren obere charakterisiert ist durch das Vorherrschen der Crinoiden, deren mittlere, wenig mächtige Zone vor allem Pholadomyen und *Ex. Bruntrutana* enthält, und deren untere gekennzeichnet wird durch die in großer Individuenzahl auftretenden *Zeill. humeralis* ROEM. In diese Schichtenreihe schiebt sich zwischen der oberen und unteren Mergellage ein ziemlich mächtiger Kalkkomplex ein, den wir, da er Mumien enthält, als eine obere Mumienbank bezeichnen können, während die Stelle der Mumienbank zwischen dem unteren Mittelsequan und den Naticamergeln, wie sie in dem nördl. anstoßenden Gebiet ausgebildet ist, durch etwa 7 m oolithische Kalkbänke vertreten wird. Diese obere Mumienbank wäre ein Äquivalent der von KEMMERLING beobachteten Schicht. Die Naticaschichten sind im Gegensatz zu den nördlicheren Gebieten wenig mächtig, im ganzen etwa 15 m, wobei zu bemerken ist, daß der mittlere Teil dieser Serie wiederum von einer etwa 3 m mächtigen Mumienbank gebildet wird, und zwar zeigt diese Bank die Mumienfacies am allerschönsten. Konnten wir also die Mumienbank im größten Teil meines Aufnahmegebietes als trefflichen Leithorizont bezeichnen, so ist dies in den südl. anstoßenden Gegenden durchaus nicht mehr der Fall. War außerdem die Entwicklung der Naticaschichten eine weit beträchtlichere als die der Humeralisschichten, so finden wir hier im Süden gerade den umgekehrten Fall. Die Faciesgrenzen haben sich also im Sequan verschoben.

### Kimmeridge.

#### II. Oberer Kimmeridge.

Pterocera-Mergel 5—10 m.

#### I. Unterer Kimmeridge 50 m.

Der untere Kimmeridge oder *Pseudocidaris-Thurmanni*-Schichten besteht aus einer Serie gut gebankter, weißer oder

gelblicher, meist steriler Kalke. Gegen das Sequan können sich, wie schon erwähnt, örtlich Oolithe einstellen. In den ob. Lagen wird die Fossilführung etwas reicher, um endlich in die fossilreichen Pterocera-Mergel überzugehen.

Die Pterocera-Schichten bilden einen ausgezeichneten Leit-horizont. Selbst da, wo die Schichten nicht aufgeschlossen sind, lassen sie sich meist leicht an ihren Fossilien im Bergschutt nachweisen. Von besonders häufigen Versteinerungen konnte ich sammeln:

*Terebratula suprajurensis* TH.  
*Pholadomya Protei* AG.  
*Ceromya excentrica* AG.  
*Isocardia cornuta* KLÖD.  
*Isocardia striata* D'ORB.  
*Pleuromya Voltzii* AG.  
*Homomya hortulana* AG.  
*Thracia incerta* AG.  
*Plectomya rugosa* LOR.  
*Mytilus jurensis* MER.  
*Avicula Gessneri* TH.  
*Trichites Saussurei* D'ORB.  
*Cardium Banneianum* TH.  
*Hinnites inaequistriatus* D'ORB.  
*Pterocera Oceani* BRONG.  
*Pygurus jurensis* MARC.  
*Pseudocidaris Thurmanni* ET.

Sammelt man eine größere Anzahl der *Terebratula suprajurensis* TH., so ist es eine Leichtigkeit, alle Übergänge aufzufinden, von Formen, deren Bauch- und Rückenklappe am Hinterrande vollkommen glatt ist, zu solchen, die eine äußerst markante Doppelfurche auf der Rückenklappe und zwei entsprechende Wülste auf der Bauchklappe besitzen. Da nun die ersteren Formen durchweg klein sind im Gegensatz zu den anderen, so liegt es nahe, die verschiedenen Formen als verschiedene Altersstufen aufzufassen<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> L. ROLLIER hat in seiner neuesten Schrift: Fossiles nouveaux ou peu connus des terrains secondaires in den Mém. soc. pal. Suisse vol. XXXVII 1910–1911 aus dem oberen Bathonien eine *Terebratula Movelierensis* sp. nov., und zwar in einer ganzen individuellen Entwicklungsreihe beschrieben. Ein Vergleich der *T. suprajurensis* TH. und ihrer Jugendstadien läßt keinen irgendwie wesentlichen Unterschied zwischen dieser und der *T. Movelierensis* erkennen. So liegt die Annahme sehr nahe, daß beide Terebrateln dem gleichen Stamme angehören. Nun steht die *T. Movelierensis* sp. nov. ROLLIERs der *T. maxillata* aus den Homomyen-Mergeln so nahe, daß mir die neue Art überhaupt unnötig erscheint. Somit



Das obere Kimmeridge besteht wiederum aus gut gebankten sandig kalkigen und rein kalkigen Lagen mit einem großen Reichtum an *Nerineen*. Aus den Pterocera-Mergeln finden sich noch *Terebratula suprajurensis* und einige andere Formen.

Kimmeridge erscheint in meinem Gebiet auf dem Plateau im W von Saignelégier, wo man den größten Teil der flachliegenden Schichtenserie auf dem Fußpfad nach Goumois quert. Außerdem in einer westöstlich ziehenden Mulde nördlich von les Pommerats. Durch die Straße von les Pommerats nach Vaute-naivre ist von Höhenpunkt 876 an das untere Kimmeridge aufgeschlossen. Die Pterocera-Mergel sind gegenwärtig am besten zu studieren an dem Kühlerweg, der von Malnuit aus oberhalb des nach Moulin Jeannotat hinabführenden Tälchens zuerst in nördlicher Richtung zieht und dann etwa bei Höhenpunkt 619 nach W umbiegt, und zwar etwa 150 Schritte nach der Umbiegung.

### Weitere Sedimente.

Über dem Kimmeridge folgen keine weiteren mesozoischen Bildungen. Auch Tertiär ist nur an einer Stelle, und zwar als eocänes Bohnerz nachzuweisen, das im NO von les Pommerats an der Grenze meiner Karte, etwa bei Höhenpunkt 964 Humeralismergel überlagert.

Die Schottervorkommnisse, die G. L. KEMMERLING in seiner geologischen Beschreibung der Kette von Vellerat und Moutier erwähnt, und die auch W. OERTEL in der Gegend von St. Brais—Saulcy—Lajoux auffand, ließen sich in meinem Gebiet gleichfalls beobachten, und zwar in einer das Sequan überlagernden Lehmschicht zwischen les Pommerats und Saignelégier. Sie bestehen aus jurassischen Sedimenten und aus Quarziten.

Die Plateauflächen in der südlichen Hälfte meines Gebietes sind von einer bis  $1\frac{1}{2}$  m dicken Lehmschicht bedeckt (vergl.

komme ich zu dem Schlusse, daß wir es bei der *T. maxillata*, *T. Movelierensis* und der *T. suprajurensis* mit einer und derselben Form zu tun haben, die fast ohne Veränderung von den Homyenmergeln bis ins obere Kimmeridge durchgeht. Daß wir sie in mächtigen dazwischenliegenden Schichtenserien nicht antreffen, liegt einfach an der Faciesverschiedenheit.

Auf einen ähnlichen Fall machte mich Herr G. BÖHM aufmerksam. Vergleichen wir den *Mytilus suprajurensis* aus den Pterocera-Mergeln mit der *Modiola gigantea* Qu. (Mém. soc. pal. Suisse Bd. 27, 1900: „Description des fossiles du Bajocien supérieur des environs de Bâle“ par Ed. GREPPIN), so zeigt sich, daß sich Unterschiede mit dem besten Willen nicht finden lassen, daß wir also auch hier eine und dieselbe durchgehende Form annehmen können.

Überhaupt zeigt die Fauna des mittl. Dogger viele Analoga mit dem mittl. Kimmeridge. Ich erinnere z. B. an die *Pleurotomaria*, an *Homomya hortulana* oder *Gresslya* cf. *ovata* u. a. m.

ROLLIER<sup>1)</sup>. Ob diese Schicht überall Gerölle führt, konnte ich nicht feststellen.

Endlich sind noch die alten Terrassen des Doubs zu erwähnen, die oberhalb Goumois 40—50 m über dem jetzigen Flußbett liegen und etwa 10 m mächtig sind. Sie werden jetzt zu Straßenschotter abgebaut und stellen sich als Bänke von faustgroßen Geröllen dar, wechsellagernd mit feinem Flußsand. Das Material der Gerölle ist meist jurassisch, doch lassen sich auch in Menge alpine Gesteine sammeln. Ich verweise auf die genaueren Angaben ROLLERS. Es handelt sich um fluvioglaciale Schotter, die in der Rißzeit bis ins Doubsgebiet vorgeschoben und vom Doubs verfrachtet wurden. Da diese Schotter etwa 40 m über dem jetzigen Talboden liegen, während das Tal im ganzen eine Eintiefung von 400—500 m darstellt, so muß schon damals das Doubstal im wesentlichen in seiner heutigen Gestalt vorhanden gewesen sein.

Nun sei noch eine Beobachtung südlich meines Aufnahmeblattes erwähnt. Auf dem westlichen Teil der Höhenkurve 990 des Hügels „Sur le Cras“ finden sich aus der Wiese herausragende Haufen, die auf den ersten Anblick an der Landstraße aufgeworfenen Schmutzhaufen gleichen, aber aus fest verkittetem Konglomerat bestehen. Die einzelnen, vollständig abgerollten Stücke stammen sämtlich aus dem oberen Malm. In der Umgebung dieses Vorkommnisses steht Rauracien an, auf dem diese Ablagerung aufruht. Zweifellos handelt es sich um mit kalkigem Bindemittel verkittete Fluß- oder Bachgerölle. Merkwürdig ist aber, daß sie sich auf dem Gipfel des Hügels (Sur le Cras) finden. Sollte es sich um ein Bachbett handeln, das vor der Faltung schon bestand und bis auf Rauracien eingesenkt war? Ich lasse diese Frage offen.

### Tektonik.

Am Aufbau meines Gebietes nehmen zwei Ketten teil:

1. die Montfauvergier-Kette<sup>2)</sup>, die mit dem Rauracien im NW von Saulcy beginnt; sie trifft St. Brais, Montfauvergier, Soubey, le Cerneux, Patalour, Malbuit, Biel de Vautenaivre, Fossevillers. Im Norden folgt darauf la Chaîne du Clos du Doubs;

2. la Chaîne du Mont (Greppin) = Vellerat-Kette, die im O etwa in der Gegend von Mervelier beginnt. Sie zieht

<sup>1)</sup> Matériaux pour la carte géologique de la Suisse: Structure et histoire de la partie du Jura centrale pg. 165.

<sup>2)</sup> Bezüglich des Namens „Montfauvergier-Kette“ siehe „Allgemeine Juratektonik“ S. 39.

über Choindez, dann Gorge von Undervelier, Sauley, Mont-faucon, Praissalet, les Pommerats nach Goumois. Im S schließt sich die Raimeux-Kette an, zu der der Spiegelberg und das Oxfordvorkommnis von Saignelégier gehört. Der Berg zwischen les Pommerats und Saignelégier stellt eine Aufwölbung von untergeordneter Bedeutung dar, die gegen O im Gewölbeaufbruch von La Bosse-Praissalet endet.

### Die Montfavergier-Kette.

Diese Kette habe ich etwa von Cerneux bis zur Schweizergrenze auf meiner Karte zur Darstellung gebracht. Das ganze hierher gehörige Gebiet ist ungeheuer gestört, und es ist schwer, sich von den Lagerungsverhältnissen und besonders von der Entstehung dieser Verhältnisse eine klare Vorstellung zu machen. Am Aufbau der Kette nehmen teil die Malmschichten vom oberen Kimmeridge an abwärts und die Doggerschichten bis zum unteren Haupttrogenstein. Die Sattelachse zieht vom Tälchen bei Vautenaivre etwa in der Richtung Ost  $10^{\circ}$  Nord. Die Grenze von Dalle nacrée mit mittl. Dogger liegt auf dem Steig, der von Sous la Roche (bei Vautenaivre) zum Doubs hinabführt, etwa auf Höhenlinie 600; im SW von sur le Rang auf 600—610 m, im SO von sous la Roche (Patalour-Aufbruch) auf H. 810. An der Grenze meines Kartengebietes, auf der Straße Patalour-Cerniéwillers, finden wir die Grenze auf 770 m. Verfolgen wir nun die Kette auf der ROLLIERschen Karte (Environs de Bellelay) weiter nach O, so finden wir mittl. Dogger nördl. von Cerniéwillers in über 900 m Höhe. Dieses Ansteigen der Sattelachse bleibt ziemlich konstant bis in die Gegend von Soubey.

Doppelung des mittl. Doggers im Tälchen von Vautenaivre.

Wie man im Tälchen von Vautenaivre beobachten kann, handelt es sich um kein einfaches Gewölbe, sondern um eine Doppelung des mittl. Doggers. Das südl. Gewölbe findet etwa 100 m nördl. der Einmündungsstelle des Baches von Vautenaivre in den Doubs sein Ende. Von dort steigt die Südflanke eines neuen Gewölbes, schroffe Felsen gegen das Doubs-tal bildend, an. Die Trace der zwischen beiden Gewölben liegenden Mulde erreicht nach etwa 400 m das Bachbett und verläuft dann im wesentlichen in diesem. Weiter nach O läßt sich die Doppelung wegen mangelnder Aufschlüsse und tektonischer Störungen nicht mehr verfolgen. Nach ROLLIER soll im S von le Cerneux eine zweite Aufwölbung von mittl. Dogger sichtbar werden. Nach meinen Begehungen existiert diese nicht.

## Bergsturz im Tälchen von Vautenaivre.

Nördlich von Vautenaivre hat sich eine größere Scholle von Dalle nacrée vom Gewölbescheitel losgelöst und ist, ohne in

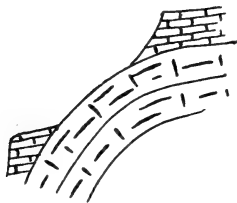


Fig. 1.

sich vollkommen zu zerbrechen, über die nördl. Flanke des Südgewölbes in das Tälchen von Vautenaivre abgeglitten, wo sie nun diskordant auf mittl. Dogger aufruht.

## Der südl. Gewölbeügel der Montfauergier-Kette.

Ein schönes Profil durch den südl. Flügel der Montfauergierkette kann man auf der Straße von les Pommerats hinab nach Vautenaivre erlangen. Am Rande des Plateaus bei Höhenpunkt 876 befinden wir uns an der Grenze von unterem Kimmeridge und Pterocera-Schichten. Das Streichen ist ziemlich rein ost-westlich, und das Fallen beträgt ca.  $40^{\circ}$  gegen S. Wir durchwandern hier die ganze Schichtenserie bis zur Dalle nacrée von Vautenaivre. Alle Schichten liegen konkordant übereinander. Ungefähr dasselbe Einfallen wie hier läßt sich auch weithin nach O bis an die Grenze meiner Aufnahmen verfolgen, womit sich der Südflügel der Montfauergierkette als vollkommen ungestört erweist. Nur das Streichen geht von einer reinen OW-Richtung im W in eine WSW-ONO-Richtung im O über. Das Tälchen, das von der Straße les Pommerats — Malnuit zwischen den Höhepunkten 904 und 916 in einer großen Schleife umgangen wird, ist wohl dadurch zu erklären, daß hier früher ein Bach floß, der zwischen den harten Kalken des Rauracien einerseits und des Obersequan anderseits in die leicht zerstörbaren Kalke und Mergel des Mittel- und Untersequan sein Bett eingrub und erst dort, wo der heute das Tälchen hinabführende Weg die Oxfordwiesen von Prés dessous erreicht, die Rauracienkalke durchbrach. Besonders hervorgehoben zu werden verdient folgende Erscheinung: Vom Triangulationspunkt 896 des Rauracienkammes nördlich von les Pommerats führt ein Kamm hinüber zur isolierten Rauracienplatte im S von Chez le Forestier. Der Kamm besteht vollständig aus den Tonen des Terrain à

Chailles und bietet im W auch gute Gelegenheit zum Sammeln von Fossilien dieser Stufe. Zu oberst liegen noch Blöcke der unteren Rauracienlagen, die jedoch nicht mehr in festem Zusammenhang stehen und daher von mir auf der Karte nicht eingezeichnet wurden. Daß dieser Oxfordkamm sich bis auf unsere Zeit erhalten konnte, erklärt sich eben aus der Überlagerung dieser Blöcke, die hier eine ähnliche Rolle spielten wie die Gesteinsplatten auf der Spitze der Erdpyramiden. Jener Oxfordkamm mit den oben aufliegenden Rauracienblöcken, die eine Verbindung des Südschenkels mit der horizontalen Platte auf dem Gewölbescheitel darstellen, scheint mir ein Beweis dafür zu sein, daß wenigstens in dieser Kette die Gewölbeüberdeckung nach abgeschlossener Faltung noch eine ziemlich geschlossene war.

Der Vollständigkeit halber muß ich noch die gewaltigen Bergstürze erwähnen, die von jenem isolierten Plateau niedergingen und deren Trümmer im SW bis sur le Rang, im NO bis Malnut reichen. Der Grund, weshalb gerade hier so gewaltige Bergstürze niedergingen, ist einfach der, daß die Oxfordflanken abgeglitten und den Rändern des Rauracienplateaus dadurch die Unterlage entzogen wurde, so daß sie, durch ihr Eigengewicht veranlaßt, abbrachen. In diesen Schutthalden lassen sich Rauracienfossilien sammeln.

Der Nordschenkel der Montfauvergierkette. (Allg. Übersicht.)

Wenn ich im folgenden die tektonischen Verhältnisse des Nordschenkels der Montfauvergierkette zu erklären versuche, so ist

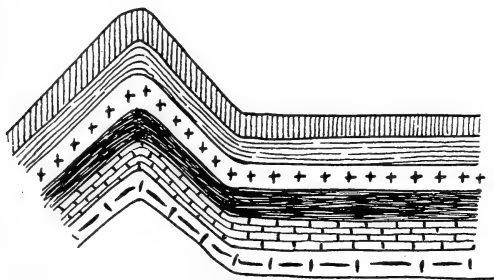


Fig. 2.

es mir nicht möglich, wie dies bei der tektonischen Besprechung anderer Gebiete wohl tunlich ist, eine Störung nach der anderen zu besprechen, da hier die einzelnen Störungen in einem innigen genetischen Zusammenhange stehen, die eine Störung daher nur

in Bezugnahme auf die andere verstanden werden kann. Auch scheint mir, daß das Verständnis der speziellen Verhältnisse dadurch wesentlich unterstützt wird, wenn ich gleich anfangs einen schematischen Bauplan wenigstens der Hauptstörungen entwerfe. Denken wir uns die zur Zeit der Gebirgsentstehung von S nach N vorrückenden Falten durch vorlagernde Widerstände gestaut, wie dies in unserem Fall durch den Vogesenkern und den diesen Kern überlagernden Tafeljura der Fall war, so werden die Falten anfangs eine extreme Steilstellung erfahren. Figur 2 zeigt diesen hypothetischen Zustand von der Montfauvergierkette.

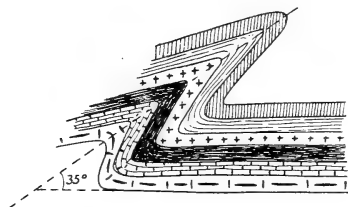


Fig. 3.

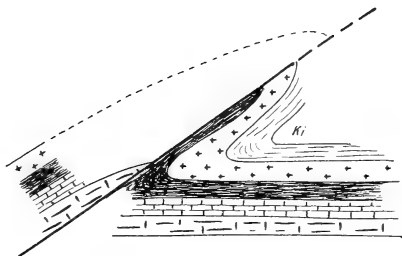


Fig. 4.

Hierbei werden, wie dies überhaupt für die Jurafaltung dieses Gebietes charakteristisch ist, ausgesprochene Knickzonen entstanden sein.

Nun ging der Schub weiter, und der Nordschenkel der Montfauvergierkette legte sich nach N über. Diese Bewegung dauerte so lange an, bis die Achsenebene<sup>1)</sup> jenes Gewölbes mit der Horizontalen einen Winkel von 35—40° bildete. Fig. 3.

Als diese Lage erreicht war, widerstand die Kohäsion, die an den Schichtköpfen durch die starke Knickung schon sehr verringert war, nicht mehr einem weiteren Druck. Die Folge

<sup>1)</sup> Unter Achsenebene verstehe ich diejenige Ebene, die durch die Gewölbeachse und diejenige Richtung gelegt werden kann, welche sämtliche übereinanderliegenden Schichtköpfe miteinander verbindet.

davon war, daß in der Achsenebene ein Riß entstand und der Südschenkel dieses Gewölbes über den überkippten Nordschenkel geschoben wurde. Infolge dieses weiteren Druckes wurde der Nordschenkel auf die im N vorgelagerten horizontalen Schichten aufgedrückt. Dieses Stadium der Gebirgsbildung sehen wir noch heute im N von Vautenaivre. Fig. 4.

Weiter nach O, nördlich von Chez le Forestier widerstand die Kohäsion der Knickzone zwischen den vorgelagerten horizontalen

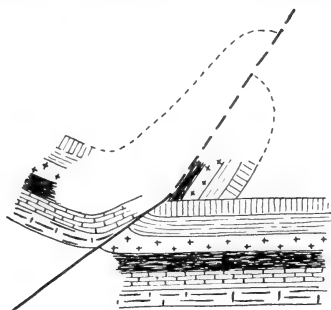


Fig. 5.

Schichten und dem nördlichen überkippten Gewölbeschenkel dem Druck des überschobenen Südschenkels, der auch seinerseits wieder den überkippten Nordschenkel mitzerzte, nicht so lange wie im W. Die Folge davon war, daß, bevor es noch zu jener extremen Überfaltung kam, ein Riß entstand und nun auch der Nordschenkel des Gewölbes zugleich mit dem Südschenkel über die vorlagernden horizontalen Schichten geschoben wurden. Fig. 5.

#### Überschiebung.

Die Überschiebung von Beaugourd dessous — à Royes — Champ — l'Oiseau — Patalour tritt am klarsten nördlich des Tälchens von Vautenaivre in die Erscheinung. Wir haben gesehen, daß im Norden des Baches ein neues Doggergewölbe beginnt. Dieses wird an seinem Scheitel von der Überschiebung zerrissen, und der Südschenkel verschiebt sich gegen den Nordschenkel nach oben um einige 100 m. Die Überschiebungsebene ist mit etwa  $35-40^\circ$  nach S geneigt. Die Neigung läßt sich nur hier mit einiger Sicherheit berechnen. Wenn ich auf meinen Profilen diese Neigung auf den ganzen Verlauf der Überschiebung übertragen habe, so handelt es sich hierbei um eine Annahme, die ich bei dem Mangel weiterer Anhaltspunkte zu machen gezwungen war.

Steigt man vom Doubs aus sozusagen in der Überschiebungsspalte nach oben, so daß man also zur Rechten den Südschenkel des verworfenen Doggergewölbes, zur Linken aber Rauracienkalke hat, so überschreitet man zuerst bis zu einer Höhe von 20—30 m Flußsand, eine alte Ablagerung des Doubs, dann bewegt man sich bis zu der Wiesenterrasse von Beaugourd dessous — Beaugourd dessus ständig in den Mergeln des Terrain à Chailles, und es war mir auch möglich, dort typische Fossilien dieser Stufe zu sammeln. Auf dem oberen Rand des verworfenen Schenkels von mittl. Dogger liegt noch etwas Dalle nacrée, jedoch ungemein reduziert und sich dadurch als deutliches Relikt erweisend. Kurz bevor man nach *ès Royes* gelangt, tritt, durch eine Querverwerfung veranlaßt, auf die ich später zu sprechen kommen will, Rauracien dicht an den Überrest von Dalle nacrée heran, so daß Oxford auf ein äußerst dünnes Band zusammengepreßt wird. Auf dem Wege von *ès Royes* nach Pourpier können wir in der Dalle nacrée einige kleine sekundäre Falten beobachten, die mit der Überschiebung in Zusammenhang zu bringen sind. Bis zu dieser Verwerfung von *ès Royes* — Combe Chabroyat verhält sich der Nordschenkel der Montfavergierkette tektonisch einheitlich, und ich werde daher zunächst von diesem Gebiet sprechen. Auf dem schematischen Profil 3 auf S. 19 sind ungefähr die Verhältnisse des westlichen Teiles wiedergegeben. Genauer den örtlichen Verhältnissen angepasst sind die Spezialprofile 1, 2, 3, 4 u. 5. Wie daraus ersichtlich, handelt es sich im wesentlichen um eine große liegende Falte, die von S her übergeschoben wurde. Eine schöne Übersicht läßt sich von den Höhen jenseits des Doubs erlangen.

Widersinniges Einfallen des Rauracien von *Prés de Beaugourd*.

Soweit wäre die Sache ganz schön und gut, wenn nicht eine neue Erscheinung das tektonische Problem komplizierte. Diese neue Komplikation liegt im Verhalten des Rauracien. Verfolgen wir den Weg, der von Beaugourd dessus nach *Prés de Beaugourd* hinaufführt, so fällt uns auf, daß das Rauracien nicht, wie es bei der liegenden Falte anzunehmen wäre, gegen S einfällt, sondern im Gegenteil steil gegen N, daß diese Schichten also im Verhältnis zu den obwaltenden Lagerungsverhältnissen zurückgebogen erscheinen. Diese Rauracienplatte läßt sich nun am südlichen Rand des Gipfelplateaus bis gegen den Steilabbruch im W verfolgen, wobei dieses Schichtpaket unzerbrochen erscheint und das gleiche sinnwidrige Fallen bewahrt. Das nördliche Fallen läßt sich nach meiner Meinung auf zweierlei Art erklären. Einmal wäre es möglich, daß bei der Überschiebung



dersüdliche Teil der umgeklappten Rauracienplatte einseitig so stark belastet wurde, daß die darunterliegenden weichen Sequanmergel ausgequetscht wurden und, indem sie sich mit Gewalt einen Ausweg nach N suchten, den nördlichen Teil der Rauracienplatte hoben und überkippten. Die andere Deutung, die mir persönlich viel wahrscheinlicher ist, habe ich durch beigegebenes schematisches Profil (6) veranschaulicht. Danach würden wir in dem widersinnigen Einfallen der Rauracienschichten die Umbiegungsstelle jener flachliegenden Falte zu sehen haben. Die Umbiegung der höheren Schichten muß auch rein theoretisch außerhalb der Bergkontur fallen. Mit dieser Erklärung werden

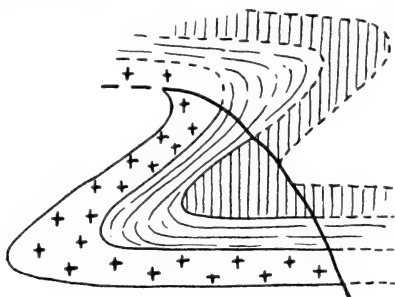


Fig. 6.

also einerseits die Lagerungsverhältnisse gelöst, andererseits gewinnen wir hierdurch eine Anschauung für das Ausmaß der liegenden Falte. Diese muß etwa über dem Doubstal ihr Ende erreicht haben und darf sich jenseits dieses Tales, auf französischem Gebiet höchstens durch lose herumliegende Trümmer bemerkbar machen. Ich habe nun daraufhin die französische Spezialkarte „Montbéliard“ angesehen und habe nichts gefunden, was für ein Übergreifen jener liegenden Falte sprechen könnte.

Schon zur Zeit der Faltung muß jener Gewölbescheitel bestandsunfähig gewesen und aller Wahrscheinlichkeit nach schon damals zusammengebrochen sein. Denn ich werde an anderer Stelle den Nachweis führen, daß zur Zeit der Faltung höhere Sedimente als oberes Kimmeridge in dieser Gegend nicht bestanden haben; somit müßte der äußerste Teil des liegenden Gewölbes frei in die Luft hinausgeragt haben.

Verhalten des der liegenden Falte vorgelagerten Schichtpaketes.

Der Sockel, bestehend aus den Schichten des Kimmeridge und Sequan, auf dessen westlichen Teile die liegende Falte aufruht, ist in seinen harten Partien durch das Doubstal gut aufge-

schlossen und gibt sich mit Ausnahme des Berges von Prés de Beaugourd, wo er von mächtigen Schuttmassen verhüllt ist, deutlich durch eine den Höhenlinien folgende Steilstufe zu erkennen. Dieser ganze Sockel ist, soweit in meinem Gebiet befindlich, durchaus horizontal und unzerbrochen. Daß auch im Berge von Prés de Beaugourd diese Schichten horizontal liegen, erkennen wir aus den anstehenden Kimmeridge-Kalken bei Combe Chabroyat und durch die den Höhenlinien folgenden Felsbänder bei der Überfaltungsstelle.

Sekundäre Störungen dort, wo der Knick der liegenden Falte mit der Überschiebung zusammentrifft.

Die horizontale Lagerung tritt, im W durch das Doubstal aufgeschlossen, bis nahe an die Umbiegungsstelle und die dahinterliegende Überschiebung heran, so daß wir den Eindruck eines sehr scharfen Knickes bekommen. Durch diese starke Knickung und das gleichzeitige Zusammentreffen der Überschiebung mit der Umbiegung der tieferen Schichten erklärt sich die an jener Stelle zu beobachtende starke Zerrüttung. Die letzte betrifft vor allem das Rauracien und das untere und mittlere Sequan. Interessant ist, daß das Rauracien bis hinab ins Doubstal zieht, woraus hervorgeht, daß die Überschiebung nur die tieferen Schichten betroffen hat. Von den kleineren durch die Überschiebung veranlaßten Störungen möchte ich nur einen, dieser parallel verlaufenden, Bruch zwischen Rauracien und Sequan erwähnen, der oberhalb des Höhenpunktes 608 die Rauracienplatte durchsetzt.

#### Aufblättern der Schichten.

Vergleichen wir nun noch das Streichen des Rauracienkammes von Prés de Beaugourd mit demjenigen der darunterliegenden Sequan- und ganz besonders der Kimmeridgeschichten, so läßt sich eine ganz deutliche Differenz gegen O erkennen. Mit anderen Worten, das Aufblättern der Schichten nimmt von W nach O zu. Wie dieses Aufblättern überhaupt zu erklären ist, habe ich auf Seite 52 u. 53 erörtert. Daß jedoch diese Erscheinung im O bedeutender ist als im W, dafür will ich nach Besprechung der NS-Verwerfung von *ès Royes* — Combe Chabroyat eine Erklärung zu geben versuchen.

#### Verwerfung von *ès Royes* — Combe Chabroyat.

Durch diese Querverwerfung wird einmal das Verschwinden des Rauracienkammes im W von *ès Royes* erklärt, zweitens dasjenige des Rauracienkammes von Prés de Beaugourd im O. Am klarsten aber wird sie bewiesen durch das Verhalten der

Mumienbank (punktierte Linie der Karte). Auf dem Weg von Chez le Forestier nach Combe Chabroyat finden wir sie auf Höhenlinie 690 bei der großen Wegschleife. Von dieser Stelle läßt sie sich nach O die Steilkante entlang bis Höhenpunkt 750 verfolgen, während sie nach W plötzlich verschwindet. Gehen wir jedoch den Weg von Beaugourd dessus nach Prés de Beaugourd, so treffen wir auch hier, etwa bei Höhenlinie 740, auf die Mumienbank, die sich noch ein kurzes Stück gegen O verfolgen läßt, um dann scharf nach N umzubiegen. Etwa auf Höhenlinie 640 verschwindet sie auch hier. Dasselbe Umbiegen nach N zeigt auch das Rauracien von Prés de Beaugourd und das unter der Mumienbank liegende Obersequan und Kimmeridge. Durch dieses plötzliche Abbiegen der Schichten nach N im W der Verwerfung wurden die Gesteinsmassen im SW von Combe Chabroyat gestaut. Hierauf möchte ich die Erscheinung zurückführen, daß die Schichten hier stärker aufgeblättert wurden als im W des Berges von Prés de Beaugourd. Nach meiner Meinung riß die NS-Verwerfung zur Zeit der Jura-faltung auf, und zwar steht sie mit der Überfaltung resp. Faltenüberschiebung in einem ganz bestimmten Zusammenhang. Gilt nämlich für den ganzen Berg von Prés de Beaugourd bis zu dieser Verwerfung das Schema der Figur 4 auf Seite 19, so zeigt Figur 5 auf Seite 20 die Verhältnisse im O dieser Verwerfung bis Saignolet. Nach meiner Meinung ging also die liegende Falte nicht langsam und unmerklich in eine Faltenüberschiebung über, sondern gleichzeitig mit dem Aufreißen des Knickes zwischen dem Sockel und dem liegenden Schenkel der übergekippten Falte, riß auch wegen der plötzlichen Auslösung der ungeheueren Spannung die SN-Verwerfung von ès Royes — Combe Chabroyat auf. Es verhielt sich also der Berg im W dieser Verwerfung als geschlossene Einheit tektonisch anders als der Berg im O. Während im westlichen Berg der Zusammenhang der unten liegenden Platte mit dem Nordschenkel der Falte noch, wenn auch unvollkommen, erhalten blieb, bildet der Berg im O eine nach allen Seiten losgelöste Scholle. Stellen wir uns nun vor, daß die NS-Verwerfung und jenes Aufreißen des Faltenknicks vor dem vollständigen Erlöschen der faltenden Kräfte erfolgte, so kann ganz gut durch das Anpressen dieser Scholle an den östlichen Teil des Berges von Prés de Beaugourd jenes Umbiegen der Schichten nach N und die damit zusammenhängende Zusammenstauchung erklärt werden. Daß die Verwerfung nicht älter ist als die Jura-faltung, geht daraus hervor, daß sie sich nicht in dem unteren Sockel fortsetzt, sondern nur

den Nordschenkel der liegenden Falte betrifft. Aus allen diesen Verhältnissen erklärt sich auch das nach Combe Chabroyat und weiter zum Doubs hinabziehende Trockentälchen, und zwar ist dies im oberen Teil rein tektonisch durch das Herabziehen der weichen Sequanmergel bedingt, im unteren Teil aber durch Erosion entstanden. Die letztere wurde dadurch begünstigt, daß die tonigen Naticamergel die Wasseransammlung unterstützten.

Die Scholle im N von Chez le Forestier.

Die Scholle im N von Chez le Forestier, die im W durch die Verwerfung von ès Royes — Combe Chabroyat und im O infolge der Erosion nördlich von Malnuit verschwindet, verhält sich nach meiner Meinung ganz einheitlich, und zwar, wie schon wiederholt erwähnt, nach dem Schéma 4. Am klarsten lassen sich die Verhältnisse im NW von Malnuit überblicken, da dort durch einen Bach, der gegen Moulin Jeannotat hinabzieht, einigermaßen gute Aufschlüsse existieren. Die Felsplatte, auf der Saignolet steht, und die auch die Unterlage für jene Scholle bildet, besteht aus den Kalken des oberen Kimmeridge (charakterisiert durch reichliches Vorkommen von Nerineen). Von Saignolet geht ein kleiner Pfad hinab ins Bachbett und bietet oberhalb seiner Einmündungsstelle Gelegenheit zum Sammeln von Fossilien aus den Pterocera-Mergeln. Das Bachbett hinab können wir Stufe für Stufe das ganze Kimmeridge und Obersequan studieren. Das ganze Schichtenpaket liegt ziemlich horizontal.

Nun führt von Malnuit aus ein Köhlerweg im O um die Scholle herum und hält sich ungefähr in einer Höhe von 630—640 m. Dieser Weg führt zuerst an der Grenze von Dalle nacrée und Oxford entlang. Renggeritone fehlen vollkommen, und die Dalle nacrée fällt nach S ein, sodaß Dalle nacrée auf Terrain à chailles geschoben erscheint. Das ziemlich steile Einfallen der Dalle nacrée gegen Süden bei vorgelagertem Oxford läßt sich bis gegen Champ verfolgen und zeigt damit untrüglich die Trace der Überschiebung an. Aber auch das Oxford ist auf dieser Strecke auf ein Minimum reduziert, und dort, wo der eben erwähnte Bach seinen Ursprung nimmt, kann man deutlich seine Auflagerung auf Kimmeridge beobachten. Verfolgen wir aber den Köhlerweg weiter, so kommen wir in die Kalke des Rauracien, die erst etwa mit 40°, dann immer steiler gegen N einfallen. Bald jedoch führt der Weg aus der überschobenen Masse in die Unterlage, und wir befinden uns nun im oberen Kimmeridge, das hier direkt an der Störungslinie sehr zerklüftet ist. An einer Stelle treten

etwas Pteroceramergel auf, die wohl auf einer Spalte hochgepreßt wurden, dann kommt wieder oberes Kimmeridge. Häufig treffen wir über dem Kimmeridge Tone an, die ich für dazwischengepreßtes Oxford halte. Auch gelbliche Kalkmergestückchen, wohl aus verwitterten zerdrückten Chailles hervorgegangen, kommen vor. An der NO-Ecke des Berges, in der Umgebung des Höhenpunktes 619 treffen wir eine mächtige Entwicklung von Terrain à Chailles. Daraus ergibt sich also, daß das Terrain à Chailles auch bei dieser Tektonik eine große Rolle gespielt hat. Verfolgen wir den Köhlerweg weiter, so steigen wir etwas hinab und treffen ungefähr auf Höhenlinie 600 im N des Berges auf ausgezeichnete, sehr fossilreiche Aufschlüsse in den Pteroceramergeln, die dem normalliegenden Schichtpaket angehören. Auf dem ganzen Berg fällt das Rauracien nach N ein, und zwar steht es im W beinahe senkrecht, legt sich jedoch gegen O etwas flacher. Das Obersequan dagegen zeigt überall ein Einfallen gegen S von 70—80°. So haben wir also auch hier die Erscheinung der Schichtaufblätterung, die ich schon beim Berg von Prés de Beaugourd besprochen habe.

#### Die Gegend von Saignolet.

Wie schon erwähnt, ist im O der Scholle bis gegen l'Oiseau die ganze liegende Falte der Zerstörung anheim gefallen, und nur an der Straße von Malnuit nach Moulin Jeannotat finden wir bei Saignolet noch über Kimmeridge einen dürftigen Rest von Rauracien. Die zerstörende Wirkung kann ich nicht nur auf Kosten der Erosion schreiben, sondern glaube vielmehr, daß hier in erster Linie tektonische Momente in Betracht kommen. Als Stütze dieser Vermutung führe ich an, daß gerade auf dieser Strecke die Trace der Überschiebung am weitesten nach N vorgeschoben ist; ferner, daß wir den in l'Oiseau wieder zum Vorschein kommenden Nordschenkel der liegenden Falte weder umgelegt noch überschoben finden. Somit ist die Tektonik des Berges nördl. von Chez le Forestier eine ganz andere als die von l'Oiseau und der Fortsetzung dieses Berges nach O. Es werden diesen Teil des Nordschenkels, solange er bestand, eine Reihe von NS-Verwerfungen durchzogen haben. Möglicherweise haben tiefgehende Verwerfungen dieser Art die beiden östlich von Saignolet befindlichen Grabenbrüche hervorgerufen. Ebenso gut ist es aber auch möglich, daß diese Grabenbrüche älter sind und die Veranlassung zu besonders starker Störung dieses Gebietes gegeben haben. In diesem Falle wären sie in Parallele zu stellen mit den Grabenbrüchen, die der Hauensteinkette vorgelagert sind. Die Tätigkeit des Wassers

besorgte zum Schluß nur das Fortschaffen der durch tektonische Vorgänge zertrümmerten Gesteine. Über die Sprunghöhe jener Grabenbrüche läßt sich nichts Bestimmtes angeben, da das Oxford und die Dalle nacrée in den Gräben wohl nur eine Ausfüllung mit Gesteinsmaterial darstellen, das von S verschleppt wurde. Sehr interessant ist, daß wir auf dem Weg von Champ nach Patalour im W des Berges von l'Oiseau ganz brecciöses Rauraciengestein antreffen, das durch die dicht dahinter verlaufende Überschiebungstrace durchaus verständlich wird. Im übrigen schließt sich das Rauracien von l'Oiseau tektonisch vollkommen an den im N des Tälchens Patalour—Clairbief hinabziehenden Rauracienkamm an und ist von diesem nur durch ein nach Moulin Jeannotat hinabführendes Erosionstälchen getrennt.

#### Überkipfung im Tälchen von Clairbief—Patalour.

Steigt man von Clairbief das Tälchen nach Patalour hinauf, so hat man anfangs zur Linken Rauracienkalke, die ostwestlich streichen und gegen S einfallen. 300 m vom Doubs aufwärts beträgt der Einfallswinkel  $38^{\circ}$ . Das Tälchen selbst befindet sich anfangs im Humeralis- und Naticaniveau. Etwa 100 m weiter haben wir zu unserer Rechten steil aufragende ostwestlich streichende Schichten, die mit  $80\text{--}85^{\circ}$  gegen S einfallen. Da wir jedoch zu unserer Linken das Doggergewölbe von le Cerneux haben, so ergibt sich hieraus mit voller Klarheit die Lagerungsdiskordanz zwischen überkipptem Rauracien und normal einfallendem oberen Dogger. Oxford, das hier bis auf ein Minimum ausgequetscht ist, war wieder das Medium, das die Bewegung förderte. Im Weiterschreiten beobachtet man, daß die Überkipfung des Rauracien immer geringer, die Entwicklung des Oxford immer größer wird, bis wir in der Felsbarre NW von Patalour den Nordschenkel eines normalen Gewölbes vor uns haben. Das Oxford erreicht in der Gegend von Patalour eine sehr große Mächtigkeit. Die Überkipfung findet etwa dort ihr Ende, wo der Rauracienzug der Karte von der OW-Richtung in die NO-SW-Richtung umbiegt. Der Grund für diese ganze Erscheinung ist leicht einzusehen. Das Vordringen des ostwestlich streichenden Doggergewölbes von le Cerneux hat die darüberlagernden Schichten aufgestaut. Die Oxfordmergel haben eine selbständige Bewegung der oberen Schichten zugelassen, wobei sie teils zusammengepreßt wurden, teils in ihrer Mächtigkeit anschwellen. Nun verflacht sich das Doggergewölbe gegen W, und der Druck gegen die darüberliegenden Schichten wird daher geringer. Infolgedessen nimmt auch das Rauracien sein normales Einfallen gegen N wieder an.

## Knickzone bei Clairbief.

Anschließend möchte ich gleich eine Erscheinung erwähnen, auf die ich in weiterem noch eingehender zu sprechen kommen will. In dieser ganzen Kette hat man nirgends so gute Gelegenheit wie bei Clairbief, die für die jurassische Faltung dieses Gebietes so bezeichnenden Knickzonen zu beobachten. Die von Moulin Jeannotat bis Clairbief aufgeschlossenen Sequan- und Kimmeridgekalke zeigen eine durchaus horizontale Lagerung. Steigt man indessen südlich von Clairbief etwas empor, so kann man deutlich wahrnehmen, wie die bisher horizontalen Schichten ohne Übergang mit einem scharfen Knick sich senkrecht emporstauen.

## NS-Verwerfung von Patalour.

Nun wird die Frage brennend, wie kommt es, daß das Doggergewölbe von le Cerneux viel weiter nach N vorgeschoben erscheint, als das von Patalour. Um dafür Anhaltspunkte zu erlangen, begibt man sich am besten an die Steilwand von mittlerem Dogger oberhalb Patalour. Am östlichsten Punkt dieser Steilwand, sieht man, wie die das mittlere Doggergewölbe überdeckende Dalle nacree plötzlich mit einem scharfen Knick von

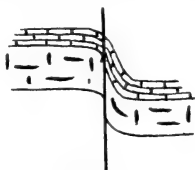


Fig. 7.

beinahe  $90^\circ$  umbiegt und sich in die Tiefe senkt, um dann wieder normale, flache Lagerung anzunehmen. Wir haben also hier einen Fixpunkt einer die Kette senkrecht zu ihrem Streichen durchsetzenden Verwerfung. Beistehende schematische Skizze (7) soll diese Verhältnisse veranschaulichen. Weitere sichere Punkte lassen sich nicht auffinden. Immerhin wird es auch durch die eigenartige Tatsache, daß das Doggergewölbe von le Cerneux gerade dort verschwindet, wo die Verwerfung mutmaßlich durchziehen würde, sehr wahrscheinlich gemacht, daß diese Verwerfung tatsächlich das ganze Doggergewölbe von le Cerneux durchsetzt und daß sie für das Verschwinden des Dogger von le Cerneux verantwortlich gemacht werden kann. Wollen wir uns nun ein Bild von der Art der Bewegung machen, so läßt sich dies etwa folgendermaßen gestalten. Durch die NS-Verwerfung von Patalour wurde das Doggergewölbe

von le Cerneux unabhängig von seiner westlichen Fortsetzung und konnte stärker als diese nach N vorbränden. Im W war das Anbränden geringer, da durch das Aufreißen der Überschiebungsspalte ein Auslaufen der Faltungsenergie möglich wurde. So steht denn die diskordante Lagerung und Überkippung im unteren Teil des Tälchens von Clairbief — Patalour in ganz bestimmter Beziehung zur NS-Verwerfung von Patalour, und zwar so, daß diese die Vorbedingung zu den tektonischen Störungen im Tälchen war.

Ich möchte bei dieser Gelegenheit besonders darauf hinweisen, daß das Zutagetreten des mittleren Doggers oberhalb Patalours im Gegensatz zu dem bei le Cerneux nichts mit der NS-Verwerfung zu tun hat, sondern durch die große Überschiebung Patalour — Saignolet — Beaugourd dessous hervorgerufen wurde. Die NS-Verwerfung von Patalour hat aber noch eine weitere Bedeutung darin, daß östl. von ihr die große Überschiebung nicht mehr nachweisbar ist. Entweder hat also das Ausmaß der Überschiebung im O beträchtlich abgenommen, oder diese ist, was mir weit wahrscheinlicher dünkt, gänzlich verschwunden. Dies entspricht ganz den theoretischen Erwägungen, da die Überschiebung im W bezüglich der Faltungsenergie ein Äquivalent für das weitere Vorbränden im O darstellt. Bedeutet die NS-Verwerfung nun aber eine Kluft, welche zwei verschiedene Auslösungserscheinungen der Faltungsenergie trennt, so geht daraus klar hervor, daß sie nicht nur (wie schon erwähnt) älter sein muß, als die Störung im Tälchen von Clairbief — Patalour, sondern auch älter als die Überschiebung im W. Allenfalls könnte sie mit dieser letzteren gleichzeitig entstanden sein.

#### Verwerfung Malnuit — Patalour.

Nun bleibt zur Vervollständigung der Tektonik der Montfavergierkette nur noch die Störungslinie zu erwähnen übrig, die von Malnuit nach Patalour zieht. Es handelt sich hierbei um keine starke Verwerfung, trotzdem ist sie gut zu verfolgen. Es tritt nämlich längs dieser Linie im Gebiete der Dalle nacrée häufig reines Oxford zutage, das zu kleinen Sümpfen Veranlassung gibt; durchweg erscheinen Oxford und Dalle nacrée vollkommen ineinandergeknetet. Auch im mittleren Dogger läßt sich die Störungslinie weiterverfolgen, da wir entlang dieser Verwerfungstrace ein sonst unmotiviertes Trockentälchen finden. Diese Störungslinie läuft im wesentlichen der Hauptüberschiebung parallel und scheint zu den vielen Erscheinungen zu gehören, die in Gefolgschaft dieser Überschiebung auftraten. Nach Prof. ROLLIER soll östlich von Patalour, im S des großen Doggerauf-



bruches von le Cerneux noch einmal durch Doppelung des Gewölbes mittlerer Dogger herauskommen. Die Doppelung soll bei Cerniéwillers endigen. Obwohl in dieser Richtung die große Überschiebungslinie verlaufen würde, so daß hier mittlerer Dogger nicht durch Doppelung, wohl aber infolge jener Überschiebung ganz gut herauskommen könnte, so habe ich selbst hiervon doch nichts wahrnehmen können.

### **Die Synklinale zwischen der Montfaver gier- und Velleratkette.**

Die Synklinale zwischen der Kette von Montfaver gier und Vellerat ist so gebaut, daß der Nordschenkel auf der ganzen Erstreckung ein konstantes Einfallen von ungefähr  $40^{\circ}$  gegen S zeigt, während der Südschenkel fast vertikal steht. Die Umbiegung erfolgt mit einem scharfen Knick. Gut aufgeschlossen sind diese Verhältnisse im W durch das Doubstal und im N von Pommerats durch einen Bach, der, die Schichten senkrecht durchbrechend, dem Flößchen von Vautenaivre zuströmt.

### **Die Vellerat-Kette.**

Schon die Synklinale zwischen der Montfaver gier- und Vellerat-Kette, besonders aber diese letztere selbst, gibt sich deutlich als Gebirgsrumpf<sup>1)</sup> zu erkennen. Die senkrecht stehenden Kalke des Südschenkels der Mulde sowie der westliche Teil des äußerst steilen Rauraciengewölbes treten orographisch nicht hervor. Die bei Bémont — La Bosse — les Praissalet noch einheitliche Velleratkette teilt sich gegen W in zwei sekundäre Gewölbe. Das eine zieht mit normalem OW-Streichen über les Pommerats — sur les Crins gegen la Vauchotte, das andere mit WSW-ONO-Streichen bildet den Bergrücken zwischen Saignelégier und Bémont, um in der Gegend von la Deute wieder zu verschwinden. Im W würde der ganze Aufbruch von Goumois zur Velleratkette gehören. Im S von Bémont tritt nun in der Synklinale zwischen der Vellerat- und Raimeux-kette ein neues Gewölbe auf, zu dem das Rauracien und Oxford von Saignelégier sowie die steile Aufpressung im S von Pré St. Nicolas zugerechnet werden müssen.

Der Oxford-Dalle-nacrée-Aufbruch von Goumois.

Der Oxford-Dalle-nacrée-Aufbruch von Goumois gestattet uns ausgezeichnete Einblicke in die Eigenart der Juratektonik

<sup>1)</sup> Der Ausdruck Paine-plaine trifft das Wesen der Sache nicht; der Ausdruck Rumpfgebirge ist ein schlechtgebildetes Wort.

dieser Gegend. Wir haben gesehen, daß das Rauracien des Nordschenkels der Synklinale zwischen jenen beiden Ketten bei einem ostwestlichen Streichen mit ungefähr  $40^\circ$  gegen S einfällt. Zwischen la Vauchotte und Goumois richtet sich dieses Rauracien in der Longue Roche plötzlich mit einem scharfen Knick senkrecht empor, und es kommt sogar zur Überkippung oder, da die Longue Roche an ihrer höchsten Stelle in ein kleines wiederum durch Knickzonen ausgezeichnetes Gewölbe übergeht, zum ersten Anfang einer liegenden Falte. Das kleine Gewölbe ist so gebaut, daß die Gewölbedecke nahezu horizontal liegt und von zwei senkrecht abbiegenden Gewölbeschenkeln getragen wird. Doch ist dieses Gewölbe unsymmetrisch; denn, während das Rauracien des Nordschenkels (Longue Roche) bis zur Höhenlinie 550 hinabreicht, erreicht dasjenige des Südschenkels nur etwa 700 m Meereshöhe. Direkt an die Longue Roche lehnt sich im S eine schmale Aufpressung von Dalle nacrée an, wobei das Oxford zwischen dieser und dem Rauracien nahezu völlig ausgequetscht wurde. Dafür zeigt jedoch das Oxford jenseits dieser schmalen Dalle-nacrée-Barre eine außergewöhnliche Entwicklung, da es in jenem Gewölbe mit hochgepreßt wurde. Man kann, von der Straße ausgehend, bis unter das Rauracien des Gewölbescheitels 330 m immer über Oxfordmergel, die natürlich von Schutt stark bedeckt sind, emporsteigen.

#### Verwerfung von Boiechat—Goumois.

Im übrigen weist die große Verbreitung des Oxford im Aufbruch von Goumois auf eine Verwerfung hin, die den Westflügel gegenüber dem östlichen etwas gehoben hat. In der Tat lassen sich für diese Störung gute Anhaltspunkte finden. Auf der Straße les Pommerats—Goumois stehen an der Straßenbiegung im N von Belfond dessus westlich der Straße Rauracien, östlich Oxford an. Das Rauracien läßt sich nicht durch die westliche Abdachung der Schichtenserie im O von Goumois erklären, da der Betrag dieser Abdachung ein viel zu geringer ist. Vielmehr wird die Annahme einer Verwerfung nötig, an welcher das Rauracien gegenüber dem Oxford gehoben wurde. Im Oxfordaufbruch von Goumois ist es unmöglich, eine Verwerfung zu konstatieren, da diese nur hohe Oxfordlagen von tiefen trennen würde. Immerhin wird die Annahme dieser Verwerfung durch die Verhältnisse in dem südlich anstoßenden Gebiet, das auf der Karte nicht mehr zur Darstellung kam, sehr gestützt. Denn es ließ sich ein sicherer Punkt für diese Störung im W von Muriaux auf Boiechat (Höhenpunkt 809) auffinden, wo ein steiles Rauraciengewölbe in SO-NW-Richtung

wie mit einer Säge durchschnitten erscheint und sich das aus dem Gewölbekern hervorquellende Oxford gegen NW über Rauracien und Sequan ergossen hat. Während also für diese Verwerfung die Strecke von Boiechat nach Belfond dessus und zur Straßenecke nördlich davon feststeht, fehlen weiter nach N alle exakten Anhaltspunkte, weshalb ich vorläufig die Fortsetzung in gleicher Richtung angenommen habe. Im Doubstal selbst, am Fuße der Longue Roche muß eine Parallelverwerfung durchziehen, da eine Fortsetzung des Longue-Roche-Gewölbes auf französischem Boden nicht existiert.

Was das Hinabgreifen der Faltung in die Tiefe anlangt, so können wir mit ziemlicher Sicherheit sagen, daß der mittlere Dogger von der steilen Auffaltung in der Longue Roche nicht mehr betroffen wurde, sondern daß sich der ganze Vorgang im wesentlichen im Oxford und in geringerem Grade in der ebenfalls wenig widerstandsfähigen Dalle nacrée abspielte. Schon in der Stratigraphie habe ich die Flußablagerungen in der Umgebung von Goumois erwähnt. Es handelt sich hier um eine alte Flußterrasse im S von Goumois, welche auf einer Höhe von 550—560 m liegt, also etwa 50 m über dem heutigen Niveau des Doubs, und zwar teils auf Oxford, teils auf Dalle nacrée aufruhend, und eine andere, direkt nordöstlich über dem Ort auf einer Höhe von 530 m. Diese Ablagerung erkläre ich mir dadurch, daß der Doubs in früherer Zeit durch die Rauracienbarre der Longue Roche einen Stauung erfuhr und bei Goumois in einem Wasserbecken jene Sande und Schotter ablagerte. Die Ablagerung im NO von Goumois würde, wie uns die tiefere Lage beweist, aus einer jüngeren Phase stammen.

Das Gebiet zwischen les Pommerats und Saignelégier.

Das steile Gewölbe im N von Goumois setzt sich unter westöstlichem Streichen nach les Pommerats fort. Zwischen dem Aufbruch von Goumois und les Pommerats tritt noch einmal auf sur les Crins das Oxford des Gewölbekernes auf eine Erstreckung von etwa 700 m zutage. Bei les Pommerats und besonders im O dieses Ortes verflacht sich der Rauracienrücken, und wegen des langsamen Ansteigens der Sattelachse tritt unter dem Rauracien das Oxford und weiterhin die Dalle nacrée von la Bosse—Praisallet zutage. Auf dem Wege von les Pommerats nach Praisallet treffen wir, wahrscheinlich durch einen kleinen Einbruch hervorgerufen, schon bei Höhenpunkt 904 auf Oxford, welches zur Bildung zweier Weiher Veranlassung gegeben hat. Gegen NO wird der flache Rauracienrücken auf weite Erstreckung hin sichtbar. In ihm finden

wir im N des Höhenpunktes 981 eine kleine Mulde, in welcher noch etwas Naticamergel liegen können, doch ist dies wegen der mangelnden Aufschlüsse ungewiß. Nördlich hiervon, dort, wo die alte Straße von les Pommerats—Malnuit den Rand des Kartenblattes bei Höhenpunkt 934 trifft, befindet sich ein kleiner Weiher, an dessen Rande sich Versteinerungen der Humeraliszone nebst runden Bohnerzkörnern sammeln lassen. Im S von les Pommerats treffen wir auf eine sekundäre Mulde, an die sich weiterhin die zweite sekundäre Aufwölbung des Rauracien der Velleratkette anschließt. In der Mulde liegt auf weiter Erstreckung Sequan und nur im tiefsten Kern bei la Retenue noch Kimmeridge. Die Schichten von la Retenue liegen im W flach, stehen dagegen im O am Schluß der Mulde senkrecht bei einem Streichen von NNO—SSW. Der Grund für dieses plötzliche Abbiegen der Schichten in einer für unser Gebiet so ungewöhnlichen Richtung ist in einer Verwerfung zu suchen, die sich am besten auf der Straße von Saignelégier nach les Pommerats studieren läßt.

#### Überschiebung im W von Saignelégier.

Etwa 150 m nachdem man die letzten Häuser von Saignelégier verlassen, befindet man sich an der Grenze von Rauracien, das ziemlich steil gegen NNW einfällt, und Naticamergel. Orographisch sind diese durch die kleine nach la Deute hinabziehende Mulde scharf markiert. Im weiteren Verlauf der Straße sind die Aufschlüsse so, daß es schwer ist, sich ein Bild über Streichen und Fallen der Schichten zu machen, doch scheinen diese bei genauer Betrachtung zwischen Höhenlinie 850 und 840 senkrecht zu stehen, um im Weiterschreiten nun deutlich gegen SSO einzufallen. Vergleicht man damit den Befund auf dem Steig, der von Saignelégier am Friedhof vorbei über den Gipfel des Berges nach les Pommerats führt, auf dem ich bei Höhenlinie 1020 ein vertikales und kurz darauf ein südliches Einfallen der Sequanschichten feststellen konnte, so ergibt sich, daß eine durch diese beiden Punkte gegebene Richtung die Achse einer sehr steilen Mulde darstellt. Geht man nun die erstgenannte Straße weiter, so findet man, daß das Sequan sein Einfallen gegen SSO beibehält, und daß darunter bei Höhenlinie 930 ebenso einfallendes Rauracien zutage tritt. Bei Höhenlinie 920 erscheint dies stark gestört, und es kommen zwischen Höhenlinie 920 und 910 Tone, die nach Beschaffenheit und Stellung als Oxford gedeutet werden müssen. Auf das nur schmale Oxfordband folgen wieder gegen SO einfallende Kalke, die sich als unteres Kimmeridge zu erkennen

geben. Daraus ergibt sich zwischen Höhenlinie 920 und 910 eine Überschiebung von beträchtlichem Ausmaß. Die Störung läßt sich gegen S noch einige 100 m über die Grenze meines Aufnahmeblattes hinaus verfolgen. Gegen NO scheint die Überschiebung ungefähr dort zu verschwinden, wo die Höhenlinie 1000 den Pfad trifft, der über halbe Bergeshöhe von Saignelégier nach les Pommerats führt. Diese Überschiebung fällt vollkommen aus der Faltungsrichtung heraus, so daß es schwer, vielleicht unmöglich ist, sich vorzustellen, daß sie mit der Faltung gleichzeitig entstanden sein könnte. Nach meiner Meinung haben wir es mit einer Verwerfung zu tun, die schon vor der Faltung vorhanden war und durch die faltenden Kräfte zur Überschiebung wurde. Im S, außerhalb meines Aufnahmeblattes, fällt in die Verlängerung jener Störung die eigenartige Ablenkung des steilen Rauraciengewölbes im O von Grosse Côte, welches augenscheinlich durch jene Störung abgebogen wurde; und zwar gibt sich die Störung hier in einer scharfen Knickzone im W-Schenkel des Gewölbes kund. Auch dieses Verhalten ist nur denkbar, wenn man annimmt, daß die Störung schon vor der Faltung vorhanden war. Sieht man nun die westlich anstoßenden französischen geologischen Karten an, so fällt uns auf, daß unsere Verwerfung dort mit einem ganzen Schwarm von Verwerfungen der Richtung nach zusammenfällt. Der Gedanke liegt daher nahe, daß wohl auch diese Störung jenem großen Bruchsystem zugerechnet werden muß.

Anmerkung. L. ROLLIER erwähnt diese Überschiebung in seinem Buch: *Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. „structure et histoire géologique de la partie du Jura centrale“* auf S. 230. Er schreibt: „On observe un chevauchement du chaînon du Boiechat au nord de Saignelégier, sur la route des Pommerats, où le corallien de cette voussure touche au Kimméridien de celle de Bémont, au point où celle-ci passe au plateau de Sur les Côtes. Il mesure un peu plus d'un kilomètre de long, et occupe la place d'un synclinal surélevé. On voit la forme en équerre de ce synclinal kimméridien sur son prolongement à la Grosse Côte, depuis le Moulin du Theusseret. Le flanc sud est redressé à la verticale, tandis que le flanc nord est horizontal. Un effort plus grand dans le plissement eut continué le chevauchement.“ Dazu noch folgende Bemerkung: Es ist ein Irrtum ROLLIERs, der auch auf seiner Karte 1:100 000 zum Ausdruck kommt, daß das steile Rauraciengewölbe im O von Grosse Côte in direktem Zusammenhang steht mit dem Rauraciengewölbe zwischen Saignelégier und les Pommerats. Vielmehr setzt sich dieses erstere über sur les Cras und la Baumatte in das flache Rauraciengewölbe von Saignelégier fort. Der Zusammenhang zwischen beiden Gewölben besteht einzig und allein in der ihnen gemeinsamen präexistierenden Störungslinie, die beide in ihrer Richtung ablenkte.

In Gefolgschaft dieser Überschiebung treten im W von Saignelégier noch einige untergeordnete Brüche auf. Einer in dem kleinen Tälchen, das von Finage du Droit gegen S die Straße Saignelégier — Muriaux bei Höhenpunkt 964 trifft. Er veranlaßt auf kurze Erstreckung das Zutagetreten von Oxford. Ein zweiter, der ebenfalls Oxford hervortreten läßt, liegt 100—125 m westlich von dem eben beschriebenen und verläuft ungefähr parallel mit diesem. Beide beginnen auf der Grenze meines Aufnahmeblattes.

Saignelégier steht auf einem flachen Rücken von Rauracien, der sich, wie schon erwähnt, in der Mulde zwischen der Vellerat- und Raimeux-Kette aufwölbt. Im O des Ortes finden wir einen größeren Oxfordaufbruch, ebenso einen ganz kleinen im W in einer Entfernung von etwa 700 m. Die Einzeichnungen auf der anstoßenden Rollierschen Karte (1:25000) südl. von Bémont sind unzutreffend. Z. B. steht an dem westlichsten Hause von Bémont die Mumienbank des mittleren Sequan an, das nach Rolliers Karte auf Kimmeridge stehen sollte. Kimmeridge kommt südlich von Bémont überhaupt nicht vor.

### **Das Faltungsproblem des Schweizerjura im allgemeinen.**

In meinem Gebiete konnte ich die Erfahrung machen, die auch von anderen Gegenden im nordschweizerischen Kettenjura bestätigt wird, daß die Faltung der Malmschichten nicht in normal gerundeten Gewölben erfolgte, sondern daß sich allenthalben Knickzonen ausbildeten, zwischen welchen sich wenig oder gar nicht gekrümmte Tafeln befinden. Die Faltung des Doggers zeigt diesen Typus lange nicht mehr so extrem. Diese Erscheinung glaube ich auf folgende Weise erklären zu müssen. Gehen wir von der normalen Faltung aus, die etwa dem Faltenwurf eines Tuches verglichen werden kann, so wird dieselbe überall da zustande kommen, wo wir es mit einem auf weite Erstreckung hin lagenweise homogenen Schichtpaket zu tun haben. Im Schweizer Kettenjura aber, wo sich horizontale oder schwach geneigte Schichtkomplexe mit einem scharfen Knick plötzlich aufstauen und zu gigantischen Felspartien (z. B. Longue Roche) Anlaß geben können, wo wir des öfteren, wie z. B. im SO von Saignelégier, zwei senkrecht stehende Rauracienbarren beobachten, die nur durch ein schmales Oxfordband, das bei der heftigen Bewegung dazwischen gequetscht wurde, getrennt sind, finden wir von einer solch einfachen Faltung keine Spur. Hier werden wir also wohl annehmen können, daß ein solch homogenes Schichtpaket des oberen Jura

zur Zeit der Faltung nicht bestanden hat. Sei es nun, daß während der langen Festlandperiode, die in diesem Gebiete der Jurazeit folgte, tiefe Flußtäler entstanden waren, oder daß das Land von kleinen Verwerfungen durchsetzt war, jedenfalls müssen zur Zeit der Faltung die oberen Juraschichten vielerorts schwache Stellen aufgewiesen haben, an denen das Schichtpaket bei einsetzender Faltung geknickt wurde oder zerriß. Daß aber die Schichten des Dogger lange nicht mehr jenen extremen Faltenantypus zeigen, erklärt sich einmal daraus, daß sich für jene tieferen Schichten Druckdifferenzen, wie sie etwa durch oberflächliche Erosion hervorgerufen wurden, nicht mehr so stark fühlbar machten, und daß anderseits durch die Tone des Oxford, worauf besonders Buxtorf des öfteren hingewiesen hat, die Bewegung der überlagernden Schichten sich bis zu einem gewissen Grade unabhängig machte von der des Liegenden.



Fig. 8.

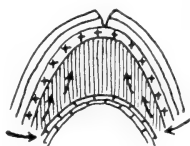


Fig. 9.

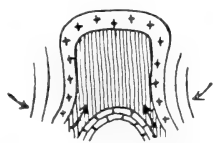


Fig. 10.

Für eine häufig auftretende Faltenform (Fig. 8) hat GERTH den Ausdruck „Koffergewölbe“ geprägt. In seiner neuesten Schrift<sup>1)</sup> erklärt er sie folgendermaßen. Er meint, es hätten sich zuerst normale Falten gebildet, und der Scheitel wäre erst, nachdem die Schubkraft erloschen war, eingesunken. Nach meiner Meinung ist es durchaus nicht einzusehen, weshalb der Scheitel eines spitzen Gewölbes, das doch, wie wir schon aus der Architektur wissen, ein äußerst stabiles Gebilde darstellt, einsinken soll. Jedoch ließe sich diese Form vielleicht ganz einfach erklären, wenn wir annehmen, wie dies Fig. 9 zeigen soll, daß bei der Faltung die oberen Schichten, die ja bei weitem mehr gezerzt wurden als die tieferen, am Scheitel zerrissen, und daher der Gewölbe-Scheitel schon während der Faltung der Zerstörung anheimfiel. Die Ansicht, daß die oberen Schichten des Gewölbe-Scheitels bei der Faltung zerreißen mußten, hat Herr DEECKE schon lange wiederholt im persönlichen Gespräch vertreten. Nun war der Druck auf den beiden Flanken ein

<sup>1)</sup> W. DELHAES u. H. GERTH: „Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Önsingen (Solothurn)“. Geologische und paläontologische Abhandlungen. Neue Folge XI Heft 1. Jena 1912.

bedeutend stärkerer als am Scheitel, und die den Gewölbekern bildenden Schichten mußten ihrerseits, um den Seitendruck auszugleichen, den Gewölbescheitel, der den geringsten Gegen-  
druck auszuüben vermochte, auseinanderzerren (Fig. 10). Kommt nun noch die stauende Wirkung mächtiger, dem in Faltung be-  
griffenen Gebiet vorlagernder Sedimentmassen hinzu, wie am Rand der Schweizer Tertiärbecken, so erscheint die Entstehung typischer Fächerfalten ganz wohl verständlich.

### **Zusammenfassung.**

#### **I. Montfauvergier-Kette.**

Alle Störungen in der Montfauvergier-Kette treffen nur den Nordschenkel, während der Südschenkel normales Verhalten zeigt. Im Nordschenkel der Montfauvergier-Kette zeigen sich bei mir folgende Störungen:

1. Doppelung des mittleren Doggers im Tälchen von Vautenaivre;

2. eine Überschiebung, nachgewiesen vom Doubstal über Beaugourd dessous — ès Royes, nördlich von Saignolet zwischen Champ und l'Oiseau bis nördlich von Patalour; sie erstreckt sich mit Sicherheit über den Doubs noch ein großes Stück nach Frankreich und vermutlich auch noch weiter nach Osten;

3. eine liegende Falte im Berg von Prés de Beaugourd; auch diese läßt sich mit Sicherheit noch auf französisches Gebiet verfolgen;

4. Querverwerfungen zwischen Combe Chabroyat und ès Royes;

5. Faltenüberschiebung, welche östlich der eben erwähnten Querverwerfung aus der liegenden Falte von Prés de Beaugourd hervorgeht; im Norden von Malnuit ist die überschobene Masse durch Erosion und vielleicht auch durch tektonische Vorgänge, die für uns nicht mehr nachweisbar sind, vernichtet, so daß wir in dem Berg nördlich von Chez le Forestier eine vollkommen isolierte Scholle erblicken müssen;

6. zwei kleine Grabenbrüche im NO von Saignolet;

7. kleiner isolierter Rauracienfetzen auf Kimmeridge liegend, östlich von Saignolet an der Straße Malnuit — Moulin Jeanotat;

8. eine Querverwerfung, welche das Vorbränden des Doggers im O von Patalour erklärt;

9. eine Verwerfung im unteren Teile des Tälchens, das von Patalour nach dem Doubs hinabzieht; Überkipfung der Schichten im N dieser Verwerfung;



10. Parallelverwerfung Malnuit — Patalour zu der unter 2 aufgeführten Überschiebung;

11. Bergutsch im Tälchen von Vautenaivre.

## II. Vellerat-Kette.

Die Vellerat-Kette teilt sich im Gebiete zwischen les Pommerats und Saignelégier in zwei Rauracienrücken, um westlich dieses Gebietes als selbständige Kette vollkommen zu verschwinden.

Südlich des Longue-Roche-Rauracienkammes ist etwa auf 200 m Erstreckung Oxford fast vollkommen ausgequetscht.

Die anormal große Mächtigkeit des Oxford im Aufbruch von Goumois findet nach meiner Meinung ihre Erklärung durch die Verlängerung der Verwerfung Boiechat — Belfond dessus.

Die Antiklinale zwischen Saignelégier und les Pommerats findet ihr Ende in einer Überschiebung im NW von la Deute. Diese Überschiebung entspricht nach meiner Meinung einer schon vor der Faltung existierenden Verwerfung. Südlich meines Aufnahmeblattes liegt eine augenscheinliche Beeinflussung der Störung auf das steile Rauraciengewölbe im O von Grosse Côte vor.

Westlich der eben erwähnten Störung sind südlich meines Aufnahmeblattes noch einige untergeordnete NS-Brüche zu erkennen.

### Zusammenfassende Bemerkung.

Die Überschiebung unter 2 sowie die in ihrem Gefolge auftretende Verwerfung unter 10 betreffen den Dogger, während sich alle übrigen Störungen auf den Malm beschränken.

Sowohl Überfaltung wie Überschiebung sind nach N gerichtet, was eine von S nach N wirkende tangentialia Kraft voraussetzt.

### Literaturverzeichnis.

1. BUXTORF, A.: Über den Gebirgsbau des Clos du Doubs und der Vellerat-Kette im Berner Jura. Sonderabdr. a. d. Berichten über die 42. Versammlung des Oberrh. geol. Vereins. 1909.
2. — Zur Tektonik des Kettenjuras. Sonderabdr. aus den Berichten über die 40 Versamml. d. Oberrh. geol. Vereins zu Lindau. 1907.
3. — Geol. Beschreibung d. Weißensteintunnels u. seiner Umgebung. Beiträge zur geol. Karte d. Schweiz, neue Folge XXI. Lieferung. Bern 1908.
4. — Bemerkung über d. Gebirgsbau d. nordschweizerischen Kettenjura, im bes. der Weißensteinkette. Diese Zeitschr. Bd. 63, 1911, Abhdl. Heft 3.
5. GREPPIN, Ed.: Über den Parallelismus d. Malmschichten im Jura-gebirge. Verhandl. d. Naturf. Gesellsch. in Basel XII, Heft 3.

6. GREPPIN, I.: Matériaux pour la carte géologique de la Suisse: Jura bernois et districts adjacentes (1870). Bd. 8
7. JENNY, FR.: Überschiebungen im Berner und Solothurner Faltenjura. Separat-Abdr. a. d. Verhandl. d. naturforschenden Gesellschaft in Basel XI, Heft 3. 1897.
8. KEMMERLING, G.: Geol. Beschr. d. Ketten v. Vellerat u. Moutier. Inaug. Dissert. Freiburg i. B. 1911.
9. Koby, T.: Notice stratigraphique sur l'oxfordien dans la partie septentrionale du Jura bernois. Abhdl. der Schweiz. paläont. Ges. XXVI, 1899.
10. Koby, T.: Etude stratigraphique des couches rauraciennes supérieures du Jura bernois. Abh. d. Schweiz. paläont. Ges. XIX, 1892.
11. MATHEY, F.: Coupes géologiques des tunnels du Doubs. Neue Denkschr. d. Schweiz. naturf. Ges. XXIX, 1885.
12. MACHAČEK.: Der „Schweizer-Jura“. Versuch einer geomorphologischen Monographie. A. Petermanns Mitteil. Erg. Heft Nr. 150, 1905.
13. MÜHLBERG, F.: Zur Tektonik des nordschweiz. Kettenjura. Sep. Abdr. des Neuen Jahrb. für Mineral. usw. Beilagebd. XVII, 1903.
14. MÜHLBERG, M.: Vorläufige Mitteilungen über die Stratigraphie des braunen Jura im nordschweiz. Juragebirge. Eclog. geol. Helv. VI, 1899—1900.
15. OERTEL, W.: Stratigraphie u. Tektonik d. Gegend v. St. Brais u. Saulcy. Neues Jahrb. f. Mineral. usw. Beilageband XXX.
16. ROLLIER, L.: Matériaux pour la carte géologique de la Suisse: Jura bernois et régions adjacentes. Premier Supplément, Bd. VIIIa, 1er Supplément 1893.
17. — Ilme Supplément. Bd. VIIIb, 1898.
18. — Revision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes en général et de la Molasse subalpine suisse en particulier. Neue Denkschr. d. Schweiz. naturf. Ges. Zürich Bd. XLVII, 1911.
19. — Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. IIIme Supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII de la carte géologique de la Suisse au 1:100 000. Bd. 55.
20. STEINMANN, G.: Bemerkungen über d. tekton. Beziehungen d. oberh. Tiefebene zu d. nordschweizer. Kettenjura. Bericht d. naturf. Ges; Freiburg i. B. VI, Heft 4. 1892.
21. THURMANN, G.: Essai sur les soulèvements jurassiques de Porrentruy. 1832. u. 1836.
22. — ETALLON, A. Lethaea Bruntrutana. Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur le „Jura bernois“. 1861—1864. I. Teil: Mém. soc. naturhist. de Strassbourg. II. Teil: Porrentruy im Selbstverlag.
23. TOBLER, A.: Tabellarische Zusammenstellung d. Schichtenfolge in der Umgebung von Basel. Basel 1905.

## Anhang.

### Zur allgemeinen Jura-Tektonik.

Es sei mir gestattet, hier noch einige Anschauungen über den Faltungsprozeß im Schweizer Jura mitzuteilen, auf die ich später vielleicht noch einmal zurückkommen werde.

Für die Beurteilung des tektonischen Aufbaues des ganzen Faltenjuras ist nach meiner Meinung ein Umstand von ganz besonderer Wichtigkeit, auf den bisher nicht genügend aufmerksam gemacht wurde, daß wir es nämlich mit zwei divergierenden Faltenzügen zu tun haben.

Wie aus der geologischen Karte von Porrentruy 1:100 000 ersichtlich, trennen sich vom Mont Terrible gegen W zwei Ketten ab, die eigentliche Mont-Terrible-Kette und die Clos-du-Doubs-Kette, die bis Ursanne eng geschart sind, dann auseinanderweichen, um sich bei Glère wieder eng zusammenzuschließen. Nehmen wir nun das Blatt Montbéliard der geologischen Karte von Frankreich 1:80 000 zur Hand, so können wir diesen Faltenzug weit nach Frankreich in derselben OW-Richtung streichend weiterverfolgen, und zwar als Montagnes du Lomont bis in die Gegend von Baumes les Dames. Auch nach Osten setzt sich die Mont-Terrible-Kette mit OW-Streichen fort. So sind wir berechtigt, von einem einheitlichen Lomont-Mont-Terrible-Faltenzug zu sprechen. Demgegenüber zeigen auch die südlichen Ketten von der Weißenstein- bis zur Raimeux-Kette ein einheitliches Bild, indem sie unter sich parallel das Molasseland der Mittelschweiz im Norden umrahmen. Zwischen jenen beiden Faltenzügen aber (dem Lomont-Mont-Terrible-Faltenzug einerseits und dem Weißenstein-Raimeux-Faltenbündel anderseits) liegt ein Gebiet von weniger einheitlichem Aufbau. Dieses Gebiet wird mich im folgenden vorwiegend beschäftigen. Es läßt sich folgendermaßen umgrenzen:

Im Osten haben wir das große Tertiärbecken von Delémont, dem gegenüber die übrigen Tertiärbecken im Schweizer Kettenjura untergeordnet erscheinen. Hieran schließt sich die in ihrem Streichen vollkommen abweichende und nur auf kurze Erstreckung verfolgbare Caquerellekette (zwischen dem Rauracien im NW von Saulcy und Caquerelle). Ferner gehören in dieses Gebiet die Montfauergier-Kette (vom Rauracien im NW von Saulcy bis Fossevillers)<sup>1)</sup> und die Vellerat-Kette (von Mervelier bis Goumois). Die beiden letztgenannten erreichen ungefähr auf der Grenze zwischen der Schweiz und Frankreich ihr Ende.

Wie es nun zur Ausbildung der beiden großen Faltenrichtungen kam, ob sie gleichzeitig entstanden sind, oder die eine von beiden früher gebildet wurde, sind Fragen, die schwer

<sup>1)</sup> Beide Ketten wurden ursprünglich mit dem einen Namen Caquerellekette bezeichnet. Da aber beide Ketten tektonisch wenig miteinander zu tun haben, erscheint es mir richtiger, sie mit verschiedenen Namen zu belegen.

zu entscheiden sind. Soweit der Schwarzwald der Mont-Terrible-Kette vorgelagert ist, erscheint deren OW-Streichen verständlich; doch daß auch die westliche Fortsetzung (die Lomont-Kette) diese Richtung beibehält, obwohl der Vogesenkern nicht so weit nach S reicht wie der des Schwarzwaldes, ist nicht einzusehen. Sollten sich die Vogesen vielleicht unter dem Tafeljura noch weiter gegen S fortsetzen? Was das Alter der einzelnen Ketten anlangt, so folgert MACHAČEK in seiner geomorphologischen Studie auf Grund der verschieden weit vorgeschrittenen Abtragung in den einzelnen Juraketten, daß die nordwestlichen Ketten die ältesten seien, und daß die Faltung gegen SO fortschritt. Ist dies richtig, so kann möglicherweise als Erklärung herangezogen werden, daß die Sedimentdecke im S weit mächtiger war als im N, da im S über dem Jura noch Kreide vorhanden ist. Es hätte dann die tektonische Bewegung dort eingesetzt, wo der Sedimentmantel weniger dick war. Doch verlassen wir dieses unsichere Gebiet, um zu Greifbarerem überzugehen.

Bei der Betrachtung des zwischen beiden Faltungsrichtungen liegenden Mittelstückes (vergl. S. 40 Zeile 28 u. folgende) erscheint es vor allem erforderlich, die von STEINMANN<sup>1)</sup> angegebenen Leitlinien (Vogesen-, Schwarzwald- und Sundgau-Linie) auf ihre Berechtigung nachzuprüfen.

Die Sundgaulinie scheint auf den ersten Blick sehr verlockend; denn sie trifft den Virgationspunkt des Mont Terrible, fällt zusammen mit der von allen anderen Ketten abweichenden Streichrichtung der Caquerelle-Kette. Die Montfaver gier- und die Vellerat-Kette verschwinden westlich dieser Linie oder überschreiten sie doch nur wenig (Montfaver gier-Kette). Ferner bildet die Sundgau-Linie den Nordrand des Weißenstein-Raimeux-Faltenbündels gegenüber dem von der Faltung nur in geringerem Maße betroffenen Gebiet zwischen dem Lomont-Mont-Terrible-Faltenzug im Norden und dem eben erwähnten Faltenbündel im Süden. Trotzdem erheben sich schwere Bedenken, ob wir die Sundgau-Linie zur Erklärung all dieser Verhältnisse wirklich benötigen, während die beiden anderen Linien STEINMANNs, die Schwarzwald- und Vogesen-Linie, welche das Depressionsgebiet der Tertiärbecken nach beiden Seiten begrenzen, unsere gegenwärtige Vorstellung vom Bau des Schweizer Kettenjura doch wesentlich unterstützen.

Es wird allgemein angenommen, daß die Faltung das mittelschweizerische Molasseland deshalb nicht ergriffen habe,

<sup>1)</sup> STEINMANN: Bemerkungen über die tektonischen Beziehungen der oberrheinischen Tiefebene zu dem nordschweizerischen Kettenjura.

weil hier über den mesozoischen Schichten noch etwa 1000 m Tertiär lag. Diese mächtige Tertiärbedeckung konnte von der Faltung nicht überwunden werden. Es wurde daher das Molasseland als Ganzes vorwärtsbewegt, und erst dort konnte es wieder zu einer Faltenbewegung kommen, wo im Norden diese Überdeckung fehlte. Setzen wir also den Fall, das Schweizer Molassebecken würde nicht bestehen und hätte nie bestanden, so hätte sich die Faltenbewegung am Nordrand der Alpen noch weiter fortgesetzt, und der Faltenjura hätte sich ohne merkliche Differenz an den Alpenkörper angegliedert. Aus diesen Betrachtungen ergibt sich, daß die mittelschweizerische Molassesenke, die schon vor der Faltung bestand, im letzten Grund die Ursache war für die Entstehung eines selbständigen Faltenjuras; dieser wurde durch das Molasseland vom Alpenkörper abgedrängt.

Viele Tatsachen machen es nun wahrscheinlich, daß auch im Gebiet des jetzigen Kettenjura vor der eigentlichen Faltung schon Niveauunterschiede bestanden haben, und daß die mittelschweizerischen Tertiärbecken alte Depressionen darstellen (vergleichbar der Mittelschweiz), bei deren seitlicher Begrenzung die Schwarzwald- und Vogesen-Linie zur Geltung kam. Die Senken spielten nun für die Faltung eine analoge (wenn auch geringfügigere) Rolle wie das Becken der Mittelschweiz. Auch sie konnten von der Faltenbewegung nicht überwunden werden — eine Tatsache, die uns ganz verständlich erscheint, seitdem uns die Abscherungstheorie Buxtorfs den Faltungsprozeß im Schweizer Kettenjura als eine verhältnismäßig oberflächliche Erscheinung erkennen ließ. — Wie vom Tertiärgebiet der Mittelschweiz der Faltenjura vom Alpenkörper abgedrängt wurde, so ist es hier das Tertiärbecken von Delémont (demgegenüber die übrigen Tertiärbecken im Schweizer Jura untergeordnet erscheinen), das der Caquerelle-Kettellängs seines Randes eine nordöstliche Richtung aufzwang. In zweiter Linie wurde auch die Clos-du-Doubs- und die Mont-Terrible-Kette von ihren westöstlichen Streichen gegen NO abgelenkt. Ganz vorzüglich paßt zu diesen Erörterungen die Überschiebungslinie, die ROLLIER auf seiner Karte 1 : 100000 von Montmelon bis Chavat dessus einzeichnet; denn gerade dort, wo die Caquerelle-Kette gegen die nördlich vorlagernden Ketten andrängte, mußte die Spannung am größten sein.

Einen direkten Beweis dafür, daß die Tertiärbecken tatsächlich bei der Jurafaltung als Stauwiderstand gewirkt haben, erblicke ich in der ersten Anlage von Fächerfalten, die an die Umgebung der Tertiärbecken gebunden sind.

Aus diesen Darlegungen ergibt sich, daß zur Erklärung der Umbiegung der Mont-Terrible- und Clos-du-Doubs-Kette im S von Courgenay ebenso wie für die Deutung des Verhaltens der Vellerat-Kette die Annahme einer in der Umbiegungsrichtung verlaufenden tektonischen Linie wie die Sundgaulinie STEINMANNs durchaus unnötig ist.

Ich komme nun zu einer neuen tektonischen Linie, auf die meines Wissens noch niemand hingewiesen hat, und die doch mit ziemlicher Sicherheit angenommen werden kann. Sie verläuft in hercynischer Richtung über Trevillers, Ferrière, Urtière, südl. von Muriaux und nördl. von Breuleux. Ob sie sich noch weiter nach N in das stark gestörte Gebiet von Montandon fortsetzt, lasse ich dahingestellt. Diese Linie würde bei Trevillers den von Maîche nach NO ziehenden Doggerkamm in 2 Teile zerlegen, würde weiterhin mit dem Verschwinden der Montfavergier-Kette zusammenfallen, würde erklären, weshalb sich die Montfavergier-Kette weiter nach W fortsetzt als die Vellerat-Kette, würde auch die eigenartigen tektonischen Verhältnisse von Fossevillers einigermaßen verständlich machen; sie würde auf den Knick des Doubs stoßen, der, während er bisher im Streichen der Schichten floß, nun diese plötzlich senkrecht zu ihrem Streichen durchbricht, würde fernerhin das Doggergewölbe, das sich von Biaufond bis zum Spiegelberg in nordöstlicher Richtung hinzieht, gegen N absetzen, ließe die Kette, die von Lajoux in südwestlicher Richtung herabzieht, im NW von Noirmont verschwinden, würde weiterhin das tektonische Problem von le Rosselet treffen und schließlich im SO von les Breuleux das Verschwinden des Höhenrückens, der im S von Genevez in südwestlicher Richtung hinzieht, erklären. Ich nenne diese Richtung die „Le-Rosselet-Trevillers-Linie“.

Somit würde also auch das Verschwinden der Montfavergier- und Vellerat-Kette nicht für eine von SW nach NO verlaufende tektonische Linie, wie die Sundgaulinie STEINMANNs, sprechen. Das weitere Umbiegen des Jurabogens aber steht im engen Zusammenhang mit der Umbiegung des Alpensystems einerseits und der Ausdehnung des schon vor der Faltung bestehenden mittelschweizerischen Molassebeckens andererseits. Denn erst an den Randpartien dieses Beckens gelang es der südlichen Schubkraft, die Sedimentkruste in Falten zu legen.

Wir können nun die obigen Ausführungen dahin zu-

sammenfassen, daß wir erstens im Schweizer Kettenjura zwei Faltenzüge erkennen können, die sich im O des Beckens von Delémont scharen, daß ferner im Schweizer Kettenjura kein Grund für die Annahme der Sundgaulinie STEINMANNS vorliegt, sondern daß sich alle Verhältnisse, die zuerst für eine solche Linie zu sprechen schienen, erklären lassen durch STEINMANNS Vogesenlinie, durch den Widerstand des Tertiärbeckens von Delémont und die hercynische Linie Le-Rosselet-Trevillers.

---

### 3. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes.

Von Herrn A. ROTHPLETZ in München.

Hierzu Tafel VI—VIII und 24 Textfiguren.

<b>Inhaltsverzeichnis.</b>		Seite
Einleitung . . . . .		77
I. Die Stratigraphie des Simplongebietes . . . . .		81
1. Die stratigraphische Einteilung der Kalksedimente zwischen Brig und Berisal . . . . .		82
2. Das Mesozoicum und die Grünschiefer bei Visp . . . . .		98
3. Die Stratigraphie der Berisalschiefer . . . . .		103
4. Der Kontakt zwischen den Berisalschiefern und den mesozoischen Schichten . . . . .		107
5. Stratigraphie der Kalksedimente auf der Südseite des Simplon . . . . .		108
a) Die Bacenoschiefer . . . . .		108
b) Die Giacomoschiefer . . . . .		114
c) Die hellen quarzitischen Schiefer mit Sericit. . . . .		117
d) Die sonstigen Kalksedimente auf der Südseite des Simplon . . . . .		120
6. Das Alter der verschiedenen Gneise . . . . .		121
a) Der Monte-Leone-Gneis . . . . .		121
b) Der Lebendun- und Valgrandegneis. . . . .		123
c) Der Antigoriogneis. . . . .		131
d) Die vertikale und horizontale Verbreitung der ein- zelnen Gneissmassen und ihr Alter . . . . .		132
e) Die Ursachen der Metamorphose. . . . .		136
f) Die eruptiven Gneisgänge von Candoglia. . . . .		139
II. Die Tektonik des Simplongebietes . . . . .		142
1. Zur tektonischen Terminologie. . . . .		143
2. Die Berisalüberfaltung. . . . .		146
3. Die Formazzafaltung . . . . .		148
4. Die Bedrettofaltung . . . . .		148
5. Der Simplontunnel . . . . .		149
6. Das Tunnelprofil. . . . .		151
7. Verbindung des Tunnels mit dem Oberflächenprofil. . . . .		162
8. Die Verwerfungen im Tunnel . . . . .		167
9. Die Verwerfung bei Rosetto . . . . .		168
10. Die Verwerfung im Norden des Hübschhornes . . . . .		168
11. Die Formazzafaltung . . . . .		169
a) Die Formazzafalte am Teggiolo . . . . .		169
b) „ „ bei Crodo und im Deveroal . . . . .		170
c) „ „ im Formazzatal . . . . .		171
d) „ „ im Basodino-Massiv . . . . .		172
12. Die Beziehung der Formazzafaltung zur Berisalfaltung . . . . .		173
13. Die Bedrettofaltten . . . . .		173
14. Das Verhältnis der alpinen Falten zu den Gneisen . . . . .		174
15. Die Beziehungen der drei Faltungssysteme zueinander . . . . .		177



### Einleitung.

Eine sichere Altersbestimmung der Schichtgesteine in dem Simplongebiet ist bisher nicht geglückt. Die wenigen Versteinerungen, die gefunden worden und leidlich gut erhalten sind, liegen in den Kalkschiefern im Süden des Aarmassives. Der Art nach sind sie unbestimmbar, doch ist ihr Habitus ein liasischer. Nach den Lagerungsverhältnissen und der Gesteinsbildung hat man versucht, die anderen, versteinerungsfreien mit diesen versteinerungsführenden Schichten in eine chronologische Beziehung zu bringen. Diese Versuche sind aber recht verschiedenartig ausgefallen. Am meisten hat GERLACHS Einteilung Anklang gefunden. Er unterscheidet vom Jüngeren zum Älteren:

1. Lias: Kalkstein und Kalkschiefer;
2. Trias: Glanzschiefer (schistes lustrés) mit Dolomit, Rauhwacke, Gips und Quarzit, von denen der Glanzschiefer mit Gips- und Rauhwacke-Einlagerungen vielleicht zu oberst, Kalk, Dolomit und Quarzit zu unterst liegen;
3. Carbon: schwarze bis graue, glimmerige Schiefer und Quarzite, lokal mit Anthracit und Graphit;
4. die jüngeren metamorphen Schiefer: Chlorit, Talk- und Hornblendeschiefer, sowie Serpentin, wechsellagernd mit Kalkglimmerschiefern und Cipolinen;
5. die älteren metamorphen Schiefer: vorherrschend Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Chlorit- und Hornblendeschiefern, sowie Gneis;
6. die jüngeren Gneise: mit Einlagerungen von Glimmerschiefern, Marmor, Dolomit und Serpentin: Crodo-, Lebendun-, Binnental-, Monte Leone-, Monte Rosa-, Sesia- und Stroma-Gneise;
7. die älteren Gneise: Antigorio-Gneis.

Ungewiß blieb GERLACH darüber, ob die Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer, Marmore, Dolomite und Hornblendeschiefer des Deverogebietes zu 2 oder 5 zu stellen sind, doch hielt er ersteres für das Wahrscheinlichste.

Von den in Granit und Arkesin übergehenden Gneisen des Dentblanche-Gebietes, die Einlagerungen von Gabbro, Diorit, Hornblendeschiefer, Serpentin, Marmor und Glimmerschiefer enthalten und von Eurit- und Granitgängen durchsetzt sind, sagt er, daß sie über 5 liegen, und daß diese Auflagerung „ein Rätsel ist und bleibt“.

Ganz anders war die Auffassung B. STUDERS, die er schon 1853 in seiner Geologie der Schweiz veröffentlicht hatte

und auch noch aufrecht erhielt, als nach dem 1871 erfolgten Tode GERLACHS das von diesem aufgenommene Blatt XXIII erscheinen sollte. Er veranlaßte eine zweifache Auflage. Die eine, mit A (rechts oben in der Kartenecke) bezeichnete, gibt GERLACHS, die mit B bezeichnete STUDERS Gliederung wieder. Dem Alter nach unterscheidet STUDER hier Kalke unbestimmten Alters, triasischen Gips und Rauhwacke, Dolomit und Quarzit, während er alle Gneise, Glimmerschiefer Grünschiefer, Hornblendeschiefer und Serpentine nur als aus einer Metamorphose jener Sedimente hervorgegangen, also stofflich gleichalterig, betrachtet.

GERLACHS Ansicht trug jedoch den Sieg davon und fand allgemeinsten Anklang. Als 1878 der Plan eines Simplon-durchstiches auftauchte, legten erst RENEVIER, dann auch LÖRY, HEIM und TARAMELLI ihren geologischen Tunnelprofilen GERLACHS Gliederungsschema zugrunde, und später, als sich diese Profile bei der Ausführung des Durchstiches als nicht zutreffend erwiesen, wollte man dennoch dies Schema nicht aufgeben, man nahm nur einige Veränderungen daran vor, und als die Profile auch dann nicht mit den Ergebnissen des immer weiter vordringenden Tunnels übereinstimmten, ging man dazu über, die bisherigen Vorstellungen über den Gebirgsbau vollständig über den Haufen zu werfen. Man versuchte durch Konstruktion verwickelter Überfaltungsdecken Übereinstimmung zwischen dem tatsächlichen Befund und der GERLACHSchen Gliederung herzustellen, die sich allerdings hierbei wiederum einige Veränderungen gefallen lassen mußte. Statt der 7 blieben nur noch 4 chronologische Glieder übrig, nämlich, wenn wir uns an die Karte des Simplongebietes und deren Text halten, die von C. SCHMIDT und H. PREISWERK 1908 herausgegeben worden ist:

1. Juraschiefer mit Prasinit-, Pikrit- und Serpentineinlagerungen;
2. Trias Marmor, Gips, Anhydrit, Quarzit u. s. w;
3. Carbonschiefer;
4. archaische Glimmerschiefer und Gneise.

In der Gruppe 4 werden jedoch zwei Gesteinsgruppen scharf auseinandergehalten: erstens die Orthogneise (Antigorio-, Verampio- und Monte-Leone-Gneise) mit Amphibolit-, Peridotit- und Serpentineinlagerungen und zweitens die Paragneise (Lebendun-, Berisal- und Valgrande-Gneise) mit Glimmerschiefer- und Hornblendeschieferinlagerungen. GERLACHS 4 ist dabei teils nach 1, teils nach 2 gekommen und jüngere (6) und ältere (7) Gneise werden nicht mehr unterschieden.

Diese stratigraphische Einteilung, zu der auch SCHARDT und ARGAND im wesentlichen gekommen sind, hat den großen Vorteil, auf einfachsten petrographischen Merkmalen zu beruhen und darum sich ohne weiteres bei den Aufnahmen im Felde anwenden zu lassen. Alle kalkführenden Gesteine sind mesozoisch, die kalkfreien aber prätriasisch. Allerdings gibt es in den mesozoischen Schichten auch kalkfreie Einlagerungen, bes. Quarzite und hornfelsartige Schiefer, aber sie sind doch zu untergeordnet und treten so deutlich als Einlagerungen hervor, daß daraus eine Schwierigkeit nicht entstehen kann. Das gleiche gilt auch für die mesozoischen Grünschiefer (Prasinite), Pikrite und Serpentine.

Alle kalkfreien Glimmerschiefer und Gneise sind archaisch, ebenso wie die eingelagerten Amphibolite, Peridotite und Serpentine. Die carbonischen Schiefer unterscheiden sich durch ihren Graphitgehalt von den archaischen Glimmerschiefern, kommen übrigens nur an so wenigen Stellen im Gebiete der Simplonkarte vor, daß wir sie hier füglich außer acht lassen können. Von Bedeutung werden sie erst im Westen der Walliser Alpen, wo ihr Alter durch Pflanzenfunde sichergestellt ist.

Im Simplongebiet ist die herrschende stratigraphische Einteilung somit im westlichen eine rein petrographische, und das jüngere Alter der Kalksedimente gegenüber den krystallinischen Schiefen und den Gneisen stützt sich auf das Vorkommen von Granit-Gneisgeröllen in den Kalkgesteinen. Letztere selbst liegen allerdings abwechselnd über, unter und in den Gneisen, so daß aus diesen Lagerungsverhältnissen das durchweg jüngere Alter der Kalksedimente unmöglich abgeleitet werden könnte, doch gibt es Stellen, wo die eingelagerten mit den aufgelagerten Kalkschiefern in unmittelbare Verbindung treten, und es ist dies als ein Beweis ihrer Gleichalterigkeit aufgefaßt worden. Daraus ergab sich dann die Notwendigkeit, jede auch noch so geringfügige Einlagerung von Kalk im Gneis als eine Einfaltung zu deuten, und da es solche Einlagerungen gibt, die nur wenige Meter mächtig sind, so führten die neueren Profile im Gegensatz zu den älteren zu einer enormen Häufung von stehenden, liegenden, verbogenen, verzweigten und häufig ganz schmalen, aber sehr langen Mulden. Die Muldenumbiegungen sind jedoch an Ort und Stelle in den meisten Fällen nicht zu sehen, und dadurch erklärt es sich auch, wie es möglich wurde, daß im Verlauf der letzten 20 Jahre die verschiedenen Autoren und z. T. auch dieselben Autoren rasch hintereinander Profile durch das Tunnelgebiet veröffentlichen konnten, in denen jeweils die Form und Lage der Mulden ganz bedeutende Veränderungen erfahren haben.

Man mache einmal den Versuch, die Stratigraphie auf den Kopf zu stellen, die Gneise für das Jüngste und die Kalkschiefer für das Älteste zu erklären; dann wäre es eine Kleinigkeit, auf Grund des vorhandenen geologischen Kartenbildes, alle Sättel in Mulden und die Mulden in Sättel umzuwandeln und ein Profil längs der Tunnelachse zu zeichnen, das ebenso gut die festgestellten Tatsachen in Zusammenhang brächte wie die von SCHARDT und SCHMIDT zuletzt veröffentlichten Profile, nur mit dem Unterschied, daß ein solches Profil in tektonischer Beziehung sogar einfacher und für unsere Vorstellung faßlicher wäre. Wir hätten dann eine Reihe von etwa 11 Schichtgewölben,

Rhône, Klönenhorn.

Monte Leone,

Diveriatal.



Fig. 1.

Wie sich der Faltenwurf darstellen läßt unter Annahme einer umgekehrten Schichtfolge auf Grundlage des Profils 13 auf Tafel III der Erläuterungen zur geol. Karte der Simplongruppe.

von denen die nördlichen einfache stehende, die südlichen liegende, und zwar vier davon nach Süden und drei nach Norden übergekippte Sättel wären, und von diesen würde nur einer mit seinen obersten Teilen einen Knick mit Zurückbeugung nach Norden zeigen. Selbstverständlich will ich hiermit einer solchen Umkehr der Stratigraphie nicht das Wort reden, denn sie wäre sicherlich ganz unrichtig. Ich wollte nur zeigen, daß man mit Faltenkonstruktionen, die einerseits hoch in die Lüfte hinauf- und anderseits bis zu unergründlichen Tiefen in die Erdkruste hinabgeführt werden, auch auf Grund einer sicher unrichtigen Stratigraphie plausible Profilbilder entwerfen kann, weil man sich dabei in der Wahl der sattel- und muldenförmigen Umbiegungen keinerlei Beschränkungen aufzuerlegen braucht. Plausible Profile waren alle, die seit 1878 für die Simplonlinie entworfen worden sind, aber eines nach dem anderen hat sich als unzutreffend erwiesen, und nur die nach Vollendung des Tunneldurchstichs angefertigten haben sich einer längeren Lebensdauer erfreuen dürfen. Ob sie das auch getan hätten, wenn etwa weiter im Osten oder Westen ein neuer Tunnel angelegt worden wäre? Diese Frage drängt sich

unwillkürlich auf, und, um eine Antwort darauf geben zu können, ist es in erster Linie nötig, die zugrunde gelegte Stratigraphie auf ihre Zuverlässigkeit zu prüfen.

Zu diesem Zweck habe ich das Simplongebiet im Herbst 1908 während 12 Tagen durchwandert mit der schönen neuen geologischen Karte in der Hand, für die den Verfassern C. SCHMIDT und PREISWERK jeder dort wandernde Geologe nicht dankbar genug sein kann. Das Ergebnis dieses Besuches waren erhebliche Zweifel. Ich wiederholte meinen Besuch in den folgenden 4 Jahren, 1909 für 7, 1910 für 5, 1911 für 10 und 1912 für 7 Tage, und bin jetzt sicher, daß die Stratigraphie der Karte in einigen wesentlichen Punkten verändert werden muß, wodurch sich natürlich auch das tektonische Bild erheblich umgestaltet.

### I. Die Stratigraphie des Simplongebietes.

Für die Gliederung der Sedimente, wie sie auf der Simplonkarte durchgeführt ist, kann man im Sinne von Carl SCHMIDT und PREISWERK folgende Beweisgründe anführen:

1. In den Kalkschiefern der sog. Bedrettomulde kommen liasische Versteinerungen vor. In konkordanter Lagerung zu petrographisch diesen ähnlichen Schiefern finden sich Dolomite, Rauhwacken und Gipse. Da solche Gesteine auch ringsum im Norden, Süden und Westen der Walliser Alpen vorkommen und dort z. T. durch Versteinerungen als triasisch charakterisiert und von Lias überlagert sind, und da Gesteine solcher Art von anderem Alter in diesem Teil der Alpen nicht bekannt sind, so dürfen auch die, welche in den Walliser Alpen vorkommen, in die Trias gestellt werden.

2. Diese Triasgesteine liegen entweder inmitten der aufgerichteten liasischen Schiefer als schmale Streifen, oder sie sind nur auf einer Seite von diesen begrenzt und auf der entgegengesetzten von Gneis. In ersterem Falle bilden sie enge Gewölbe zwischen zwei Liasmulden, im zweiten Falle bildet der Lias ihr Hangendes und der Gneis ihr Liegendes.

3. Dieser liegende Gneis ist älter als die Trias; denn an vielen Stellen findet man Granitgneisgerölle in den Trias-sedimenten eingeschlossen, und auch da, wo der Gneis ein Orthogneis ist, entsendet er niemals Apophysen in die Trias hinein.

4. Fast überall, wo der Gneis auf zwei Seiten oder auch ringsum von Kalksedimenten umgeben ist, gehören die unmittelbar an- oder auflagernden Sedimente der Trias an, und dann erst folgen solche des Lias. Dies gilt aber nur für die Orthogneise. Auf den Paragneisen fehlt die Trias meistens ganz,

und es legen sich die Liasschiefer direkt auf diese. Das beweist, daß die mesozoischen Sedimente transgressiv über der altkrystallinen Schieferformation abgelagert wurden.

5. Das Grundgebirge besteht teils nur aus Orthogneisen, teils aus Paragneisen mit Intrusionen von Orthogneisen. Erstere bilden die Zonen des Verampiogranites (Crodogneis GERLACHS), des Antigorio- und Tessiner Gneises und des Monte-Leone-Ofenhorngneises. Amphibolite, Peridotite und Serpentine kommen darin als basische Spaltungsprodukte der Gneise vor. Die Paragneise bilden die drei getrennten Zonen des Lebendungneises, des Valgrandegneises und des Berisalgneises.

6. Der Umstand, daß die Orthogneise in den Paragneisen als Intrusionen auftreten, aber niemals in die Trias- und Liasgesteine heraufsteigen, ist ein Beweis, daß dieselben ein prätriasisches Alter haben.

7. Doch kommen auch in den mesozoischen Sedimenten Eruptivgesteine vor. Es sind Serpentine, Prasinite und Pikrit. Sie werden nicht als Intrusionen, sondern als mesozoische Ergußgesteine und Tuffe aufgefaßt.

Wieweit diese Argumente den Tatsachen gegenüber standhalten können, soll im nachfolgenden erörtert werden.

### 1. Die stratigraphische Einteilung der Kalksedimente zwischen Brig und Berisal.

Die Kalkschiefer, für welche ein liasisches Alter anzunehmen wir berechtigt sind, bilden einen Zug, der sich im Bedrettal dem Gotthardgneis-Massiv gegen Süden anlegt, über den Nufenen-Paß und die Ritzfurgge ins Rappental und von da über Außerbinn nach Mörch und Z'Matt ins Rhônetal hinzieht. Belemniten kommen darin an manchen Stellen ziemlich häufig vor, und wenn sie auch infolge der Umwandlung der Gesteine der Art nach mit Sicherheit nicht zu bestimmen sind, so gehören sie doch einem Formenkreis an, der im Lias zu Hause ist. Das gilt auch von dem arietenähnlichen Ammoniten, den SALOMON neuerdings von der Alpe Alle Foppe im Osten des Nufenen-Passes beschrieben hat<sup>1)</sup>. Weniger charakteristisch sind die Stielglieder von *Pentacrinus* und die cardinienartigen Muschelschalen, die aber wenigstens das mesozoische Alter bestätigen und mit dem liasischen Alter der Schichten in Einklang stehen.

Sobald wir diesen nördlichen Schieferzug verlassen und uns den noch weit nach Süden sich ausbreitenden Schiefern zuwenden, geht jeder paläontologische Anhaltspunkt für die Altersbe-

<sup>1)</sup> Verh. d. Naturhist.-Mediz. Vereins zu Heidelberg, Bd. IX, 1911.

stimmung verloren. Denn die breccienartige Anhäufung von Crinoidenbruchstücken, welche an einer Stelle<sup>1)</sup> im Dolomit am Südatnach des Monte Leone gefunden worden ist, beweist doch nur den marinen Charakter dieses Sedimentes.

Wenn man der Meinung ist, daß die Dolomite, Rauh- wacken und Gipslager trotz des Fehlens triasischer Fossilien als Vertreter der Triasformation deshalb mit Sicherheit in Anspruch genommen werden dürfen, weil ringsum außerhalb der durch ihren regionalen Metamorphismus ausgezeichneten Zone der Walliser Alpen solche Gesteine nur in paläontologisch sichergestellter Trias vorkommen und sowohl in jüngeren als auch älteren Formationen fehlen, dann hat man in ihnen einen zweiten Anhaltspunkt für die Gliederung der Kalksedimente gewonnen, der gegenüber dem ersten, rein paläontologischen sogar den Vorteil bietet, daß sich jene triasischen Charakter- gesteine viel leichter nachweisen lassen als Versteinerungen.

Gleichwohl gelingt es auch mit diesem Hilfsmittel nicht, die ganze Menge der Kalksedimente in Altersstufen zu zerlegen, weil jene Triasgesteine nur geringe Mächtigkeit haben und so sporadisch auftreten, daß nicht einmal darüber Klarheit zu erlangen ist, ob die Kalkschiefer stets jünger als die triasischen Gesteine, oder ob es auch solche gibt, die älter sind. Diese Schwierigkeiten haben die Verfasser der Simplonkarte wohl empfunden. Um aber doch die Kalkschiefer restlos in der Jura- und Triasformation unterzubringen, haben sie unbekümmert um die petrographische Gleichartigkeit einen Teil der Schiefer der Trias, einen anderen dem Jura zugeteilt. Maßgebend dabei war für sie die Überzeugung, daß die Gneise älter als die Kalk- sedimente sind, und daß somit Kalkschiefer, die zwischen Trias- gesteinen und Gneisen liegen, untertriasisch sein müssen. Auf diese Weise hat zugleich auch das Kartenbild jene Überzeugungs- kraft erhalten, der sich kein Beschauer entziehen kann, und die auch in mir keinen Zweifel an der Richtigkeit der Strati- graphie aufkommen ließ, solange als ich nicht das Gebiet aus eigener Anschauung kennen zu lernen Gelegenheit fand. Heute aber weis ich, daß es zurzeit nicht möglich ist, alle die ver- schiedenen Kalksedimente dieses Gebietes in eine bestimmte chronologische Reihenfolge einzuordnen, und daß für viele der- selben die von B. STUDER gewählte Bezeichnung „unbestimmten Alters“ vorzuziehen ist.

Um dies zu beweisen, will ich eine Anzahl von Einzel- beobachtungen beschreiben.

1) Erläuterung zu Simplonkarte S. 17 v. Eclogae, Vol. IX, S. 505.

Wir beginnen mit der näheren Umgebung von Brig, wo eine ungefähr 10 km breite Zone von Kalkschiefern im Norden von dem Gneis des Aarmassives, im Süden von dem des Simplongebietes eingerahmt ist. Die Schiefer haben vorherrschend nordöstliches Streichen und südöstliches Einfallen, doch stehen sie auch ganz senkrecht und nehmen sogar stellenweise steile Neigung nach Nordwest an. Im einzelnen sind sie, was besonders gut in der Saltine-Schlucht von der Napoleonsbrücke an auf-

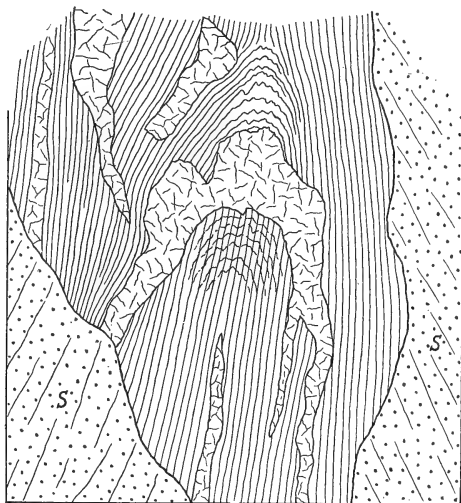


Fig. 2.

Gefalteter Glanzschiefer mit Quarzknauern neben der Wasserleitung am Saltinebach unterhalb des Rieder Gipslayers. 1:32.

S Schutt.

wärts längs der Wasserleitung zu sehen ist, oft stark geknickt und gefältelt, wobei die Umbiegungsstellen z. T. transversale Schieferung zeigen. An solchen Stellen sind sie von Knauern und Adern von Quarz und Calcit so stark durchsetzt, daß letztere an Volumen der Schiefermasse oftmals fast gleichkommen. Der Gangquarz herrscht gegenüber dem Calcit meist vor, und man begreift leicht, daß die viele Kieselsäure nicht aus dem Nebengestein stammen kann, sondern einen anderen Ursprung haben muß. Diese Gänge sind so seltsam verbogen und verdrückt, daß die Annahme nicht von der Hand zu weisen ist, sie müßten schon vor der Aufrichtung und Faltung der Schiefer vorhanden gewesen sein.

Der Gneis, der diesen Schieferzug im Norden begrenzt, ist



bei Natters in großen Steinbrüchen gut aufgeschlossen. Es ist ein gebänderter Granit mit körnigen Feldspatäugen. Er schließt schiefrige Partien ein, in die er auch gangförmig eindringt. Die Bankung verläuft hier, ebenso wie in dem großen Steinbruch südlich von Bitsch, am Ausgang der Massaschlucht, parallel zur lagenförmigen Anordnung der Feldspatäugen und fällt sehr steil nach Süden ein. Zur Zeit meines Besuches des Bitscher Steinbruches war im Gneis ein Quarzgang aufgeschlossen, der große schwarze Nester von Turmalin enthielt. Die auf der topographischen Karte dort eingetragene, vom Massaufer gegen

SO

NW

Rhône

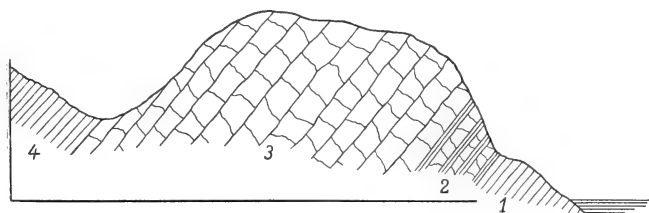


Fig. 3.

Gipslager am linken Rhôneufer gegenüber den Warmen Brunnen oberhalb Natters.

1. Kalkschiefer, 7 m mächtig. 2. Gips mit Schieferzwischenlagen. 3. Reines Gipslager. 4. Kalkschiefer.

Bitsch heraufziehende Felswand bezeichnet zugleich die südöstliche Grenze dieses Gneises gegen die Kalkgesteine. Aber der unmittelbare Kontakt ist hier nirgends zu sehen. Ungefähr in einer Entfernung von 100 Metern von der Wand erhebt sich ein kleiner Rücken, der von einem etwa 60 Meter breiten Gipslager gebildet ist, das in einem Steinbruch abgebaut wird, und über dem anscheinend konkordant schwärzliche Kalkschiefer liegen. Sie ziehen sich gegen Südwest unter der Massa hindurch zu deren rechtseitigem Ufer hinüber, wo sie wieder sichtbar werden. In ihrem Hangenden bei Massa-Eggen folgt ein zweites Gipslager. Es ist wahrscheinlich dasselbe, welches gegenüber von den warmen Brunnen auf dem linken Ufer der Rhône gut aufgeschlossen ist, und in dessen Liegendem mit südöstlichem Einfallen schwärzliche Kalkschiefer von knotenschieferartiger Beschaffenheit in einer Mächtigkeit von etwa 7 Metern zutage treten. Darüber folgt eine Serie von dünnen Gipslagen und Schiefern und dann ein massiges Gipslager von über 50 Meter Stärke, in dessen Hangendem wieder Kalkschiefer liegen. Be-

merkwürdig ist es, daß die liegenden Kalkschiefer von zahlreichen Quarz- und Calcitgängen zumeist parallel zur Schieferung durchsetzt sind. Alle Schichten in diesem Profile liegen anscheinend völlig konkordant, und es waren keinerlei tektonische Störungsflächen zwischen ihnen zu erkennen.

Wie soll man dieses Profil deuten? Wenn man den Gips der Trias und den Kalkschiefer dem Lias zurechnet, dann erscheint es fast selbstverständlich, einen nach NW. überkippten isoklinalen Sattel anzunehmen. Eine gewölbeartige Umbiegung ist jedoch in dem Gipslager nicht wahrzunehmen, und das gibt uns ein mindestens ebenso gutes Recht, den liegenden Kalk für älter als den hangenden anzusehen. Und da jener höchst wahr-

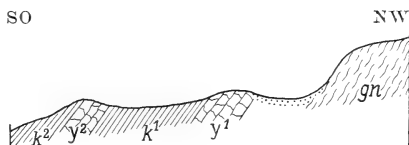


Fig. 4.

Profil bei der Einmündung der Massa in die Rhône oberhalb Naters.  
1:10000.

gn Gneis, y Gips, k Kalkschiefer.

scheinlich die nordöstliche Fortsetzung des vorher erwähnten Schieferzuges ist, welcher zwischen den zwei Gipslagern an der Massa liegt, so würde auch ihm triasisches Alter zukommen. Danach läßt sich das nebenstehende Profil entwerfen, dessen Deutung jedoch ebenfalls unsicher ist und davon abhängt, ob man die beiden Gipslager für gleich- oder ungleichalterig ansehen will. In ersterem Falle ergibt sich ein isoklinales Gewölbe, in letzterem Falle eine isoklinale einfache Schichtenfolge, in der y<sup>1</sup> älter als y<sup>2</sup>, k<sup>1</sup> älter als k<sup>2</sup> wäre. Den Gneis kann man in diesem Profile in keinen sicheren Zusammenhang mit den Schichtgesteinen bringen, weil eine ungefähr 100 m breite Zone dazwischen liegt, die keinerlei Aufschlüsse bietet. Wir bleiben also auch darüber im Zweifel, ob eine tektonische Störung die Gneise in einen abnormalen Kontakt mit der Trias gebracht hat, oder ob letztere normal auf dem Gneis liegt.

Aus alledem geht hervor, mit wieviel Unsicherheit hier jede stratigraphische und tektonische Ausdeutung behaftet ist, und in welche Verlegenheit wir den aufnehmenden Geologen bringen, wenn wir ihm zur Kolorierung seiner Karte nur die drei Farben Blau, Gelb und Rot in die Hand geben, von denen die erste Jura, die zweite Trias und die dritte Gneis anzeigen soll.

Wie aber könnte man es denn anders machen, und ist denn die Wahrscheinlichkeit, daß die Kalkschiefer wirklich verschiedenen Alters sind, so groß, daß man dem Blau keine stratigraphische, sondern nur eine petrographische Bedeutung beilegen darf? Diese Frage erwarte ich von den Anhängern der Methode, welche bei Ausführung der neuen Simplonkarte zur Anwendung gekommen ist, um so sicherer, als sie dabei auf das Befriedigende ihrer Auffassung von dem Faltenbaue in der Bedretto-Mulde hinweisen können, die auch mit den Aufschlüssen im Simplontunnel vollkommen im Einklang stehe. Hierauf hätte ich zu erwidern, daß letzteres, wie sich später ergeben wird, keineswegs der Fall ist, und daß es nicht Aufgabe einer geologischen Spezialkarte ist, Wahrscheinlichkeiten, auch wenn sie momentan eine günstige Aufnahme finden, darzustellen. Sie soll sich vielmehr auf den tatsächlichen Befund, der jederzeit kontrollierbar ist, beschränken. Und dieser Befund ergibt in unserem Falle das Vorkommen von zwei Zügen von Kalkschiefern, von denen wir nur wissen, daß beide mesozoisch sind, deren Altersverhältnis zum Gips aber unbekannt ist. Sobald man nach rein petrographischen Merkmalen anfängt, stratigraphische Horizonte festzulegen und zu kartieren, fällt man unfehlbar in Irrtümer. Die Geschichte der Alpengeologie ist überreich an solchen selbst in Gegenden, wo es an Versteinerungen nicht fehlt. Man mache den Versuch, z. B. in unseren Ostalpen, wo Trias und Jura paläontologisch gegliedert sind, eine Karte nach rein petrographischen Merkmalen ohne Berücksichtigung der Versteinerungen zu entwerfen, dann wird sofort klar, daß eine solche Karte tektonisch wertlos oder doch mindestens höchst unzuverlässig wäre. Unbeabsichtigt sind tatsächlich solche Versuche des öftern gemacht worden. Wie oft sind, weil Versteinerungen nicht gefunden oder gesucht wurden, Kreide-, Jura- und Triasmergel, oder Kalke oder verschiedenartige Triasdolomite miteinander verwechselt worden, bis es gelang, den Irrtum durch Fossilfunde aufzuklären und die geologische Karte zu rektifizieren. Ein Beispiel, das gerade für das Simplongebiet von besonderer Bedeutung ist, mag Erwähnung finden. Wir sind geneigt, die Gipse und Dolomite in die Trias zu stellen, weil in den anstoßenden Berner und Freiburger Alpen solche Gesteine sehr häufig vorkommen, und ihr triasisches Alter durch Versteinerungen festgelegt werden konnte. Das hat auch die Verfasser des Blattes XVII veranlaßt, dies zu tun und eine Reihe sie begleitender Kalkgesteine als Jura zu kartieren. Hätte man in den Kalken des Hügels von St. Triphon später nicht die charakteristischen Versteinerungen

des Muschelkalkes aufgefunden, so würden dieselben aus petrographischen Gründen wohl auch heute noch als Lias auf den Karten erscheinen. Man unterscheidet jetzt in dortiger Gegend von unten nach oben<sup>1)</sup>: weiße Quarzite, untere Rauhwacke, dunkelgraue bis schwarze Kalksteine, obere Rauhwacke mit buntfarbigen Mergeleinlagerungen und Gips, dickbankige Dolomite, grünliche und dunkle Mergel mit einer Gesamtmächtigkeit von etwa 800 Metern. Darüber liegen die rätischen Kalke und Mergel, und dann erst kommen die liasischen Gesteine. Wäre diese ganze Serie einer ähnlichen Metamorphose unterworfen worden wie die schistes lustrés bei Brig, dann würden die Kalke und Mergel wohl alle ziemlich gleichartig aussehen, die Versteinerungen wären verschwunden, und man könnte nur die Dolomite, die Rauhwacke und den Gips als übereinander sich wiederholende Einlagerungen petrographisch darin unterscheiden, gerade so, wie dies auch bei Brig der Fall ist.

Tatsächlich liegen in den Kalkschiefern bei Brig nicht nur die zwei schon erwähnten Gipslager, sondern weiter südlich noch drei andere, die der Tunnel durchfahren hat, und zwischen diesen und den zwei ersten liegt auch noch ein Rauhwackezug. Die Kalkschiefer dazwischen sind aber keineswegs von so gleichartiger petrographischer Beschaffenheit, daß man nicht auch sie in verschiedene Abteilungen bringen könnte. Die Simplonkarte scheidet z. B. einen schwarzen Dachschiefer mit Sprödglimmer und einen granatführenden Schiefer noch besonders aus. Ersterer liegt zwischen den zwei nördlichen und den zwei südlichen Gipszügen ungefähr in der Mitte und könnte recht gut als der eigentliche Muldenkern gedeutet werden. Ein Teil dieser Schiefer ist frei von Kalkcarbonat, und dahin gehören insbesondere die Dachschiefer, welche bei Bach in mehreren Brüchen gewonnen werden. Sie kommen auch bei der Napoleonsbrücke vor, dort aber in Wechsellagerung mit den schon beschriebenen, an Quarzgängen reichen Kalkschiefern. Bei Bach hingegen sind die Schiefer frei von solchen Gängen und führen Pyrit in Nestern und Linsen. Dünne Kalkbeläge kommen nur auf den ebenflächigen Absonderungsklüften vor.

Die Grenze zwischen den Kalkschiefern und dem Gipslager von Brei ist auf der rechten Seite der unteren Saltinechlucht gut aufgeschlossen, mit seigerer Stellung der Kalkschiefer. Die Karte zeichnet hier zwei Gipslager ein, was richtig sein mag. Anstehend konnte ich nur das nördliche sehen, das ungefähr 50 m breit ist und gegen Süden von stark

<sup>1)</sup> A. JEANNET et F. RABOWSKI: *Eclogae* XI, S. 739.

verrutschten Schiefern begrenzt ist. Auf der schwer zugänglichen linken Talseite kann man die zwei Lager mit zwischengelagerten Schiefern wohl sehen, doch ist auch dort starke Verrutschung eingetreten. Dann folgen gegen Süden von neuem Kalkschiefer, soweit als die Schlucht überhaupt gangbar ist. Sie sind meist steil gestellt, mit Neigung gegen Süden. Sie unterscheiden sich im allgemeinen von dem Kalkschiefer im Norden der Gipslager dadurch, daß sie krystallinischer sind. Von Glimmerhäuten überzogene, wellige Schiefer wechsellagern mit festeren, braun anwitternden dünnen Kalklagen, und die sie durchschwärmenden Gänge und Adern enthalten mehr Calcit als die quarzreichen Adern in den nördlichen Schiefern. Weiter herauf in der Schlucht nehmen die Schiefer immer mehr einen phyllitartigen Charakter an und enthalten neben Granaten auch Biotit und Hornblendegarben. Aber auch abgesehen von dieser Metamorphose scheint der Schiefer ursprünglich schon eine etwas andere Beschaffenheit gehabt zu haben als der weiter im Norden, so daß ein zwingender Grund, beide für gleichalterige Ablagerungen zu halten, nicht vorliegt. Ob die zwei Gipslager von Brei ein Gewölbe bilden, an das sich beiderseits liasische Kalkschiefer anlegen, bleibt somit auch hier sehr zweifelhaft. Steigt man von da nach Stuckisegg herauf, so findet man sowohl an der alten wie an der neuen Poststraße gute Aufschlüsse in den Schiefern, die den gleichen Charakter beibehalten wie in der oberen Saltineschlucht. Sie fallen meist steil nach SO, manchmal auch nach NW ein, und erst höher oben am Gehänge des Klenenhornes legen sie sich flacher mit Einfallen nach SO. Von Schallberg bis Eisten läuft die Poststraße mehr im Streichen der Schichten, und es stellen sich darin mehr und mehr dickbankige Kalklagen ein, die, stark verbogen, von kleinen Verwerfungen durchsetzt sind und an solchen Stellen oft auf kurze Erstreckung flach nordwärts einfallen. Auch hier sind sie von vielen Gängen durchschwärmt. Wo die Schichten gefältelt oder gebogen sind, sind es auch die Gänge. Das vorwaltende Gestein ist ein feinkörniger Marmor mit kleinen weißen Glimmerschüppchen. Wo sericitische Schiefer-einlagerungen auftreten, stellt sich gewöhnlich auch Granat und Biotit ein. Kurz vor Eisten bei der Telegraphenstange 91 127 erreicht man den Eistengneis. Die Kalkschiefer haben hier ein nordwestliches Einfallen angenommen und liegen auf dem Gneis. Sie sind ganz krystallinisch und sehr glimmerreich, schließen aber eine glimmerarme mächtige Lage hellen Marmors ein. Auf der geologischen Karte ist derselbe als Rauhwacke eingetragen. Diese leicht zugängliche und gut aufgeschlossene

Kontaktstelle ist von Wichtigkeit; denn Stücke von Gneis und Granit, die in den Schiefen und im Marmor liegen, sollen den Beweis liefern, daß der Gneis älter als der Schiefer, und daß dieser auf ihm zur Ablagerung gekommen ist. An zwei Stellen ist die Auflagerungsfläche an der Wegböschung gut zu sehen. Die erste kürzere Strecke zeigt einen grobkörnigen Augengneis, der mit unregelmäßiger Umgrenzung von unten in den Kalkschiefer heraufragt, dessen Schichten an ihm abstoßen. An der zweiten Stelle ist es ein feinkörnigerer Augengneis, dessen Oberfläche etwas konformer zu den Kalkschiefern verläuft.

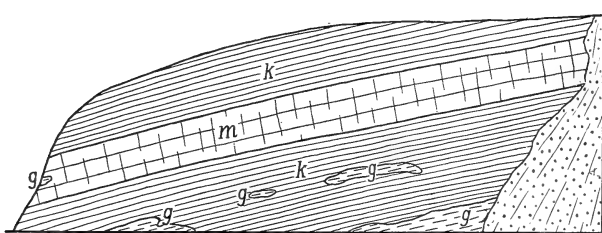


Fig. 5.

Felsen an der Simplonstrasse bei Telegraphenstange 91127 unweit Eisten.  
g Gneis, m Marmor, k Kalkglimmerschiefer. Rechts Gehängeschutt.

Einige Meter darüber schaut aber aus dem Kalkschiefer eine 4 m lange und 4—5 dm breite Gneisplatte hervor, und in der Nähe ungefähr in gleicher Schichtlage sieht man ein anderes, aber kleineres Gneisstück. Keines von beiden hat Geröllform. Ein drittes, nur über faustgroßes Stück eines grobkörnigen Granites endlich lag in der höheren Marmorbank und ließ sich leicht herauslösen. Es hat eine kurz linsenförmige Gestalt und zeigt ebenfalls keine Spur von Abrollung. Die Kalkgesteine selbst sind ganz frei von granitischem Grus oder Sand, und auch der darunterliegende Gneis läßt keine Spuren von Verwitterung oder Zertrümmerung erkennen, wie dies an einer Transgressionsfläche etwa zu erwarten wäre. Geht man auf der Straße weiter, so gewahrt man, daß der Gneis in die Höhe steigt und eine Strecke weit allein die Böschung bildet, dann aber kommt unter ihm wieder Glimmerschiefer zum Vorschein, der zwar stark zersetzt, aber doch noch kalkhaltig ist und neuerdings von Augengneis unterteuft wird, der dann bis zur Ganterbrücke anhält. Auf der Karte ist dieser Kalkstreifen wohl etwas zu breit eingetragen, und von den zwei Marmor-

streifen, die ihn gegen den hangenden und liegenden Gneis abgrenzen sollen, habe ich nichts sehen können.

Schon 1908 schien es mir so, daß dieses Profil am verständlichsten wäre, wenn man annehmen dürfte, daß der Gneis jünger als die Kalksedimente ist, daß er in dieselben aufgedrungen und dabei einerseits einen Teil der Sedimente einschloß, andererseits in die hangenden Teile kleine Apophysen entsandte. Auffällig bleibt dabei allerdings, daß diese Apophysen mit dem Granitstock nicht oder nicht mehr in direkter Verbindung stehen. Doch ist es recht wohl möglich, daß dieser ursprüngliche Zusammenhang nicht aufgeschlossen oder durch spätere Gebirgsbewegungen verloren gegangen ist. Am folgenden Tage schon brachte mir ein Ausflug nach „Im Stafel“ für diese Vermutung weitere Anhaltspunkte, aber ehe ich darauf eingehe, will ich erwähnen, was SCHARDT im Tunnel, der gerade unter Eisten hindurchgeht, beobachtet hat.

Die Aufeinanderfolge der Gesteinsarten war dort von Nord nach Süd folgende:

- gewöhnliche Kalkglimmerschiefer (schistes lustrés),
- 34 m derselbe Schiefer mit dickeren Marmorbänken  
wechsellagernd,
- 26 m Dolomit,
- 9 m grauer Kalkstein und Glimmerschiefer,
- 1 m Gneis,
- 2 m Kalkschiefer,
- 8 m Dolomit,
- 81 m Gneis (sog. Eistengneis),
- 59 m Dolomit und Glimmerschiefer,
- 22 m grauer Glimmerkalk,
- 5 m Dolomit,
- 1,5 m Glimmerschiefer,
- 329 m Gneis (Gantergneis).

Die Schichten fallen mit 80—85° nach NW, also erheblich steiler als an der Poststraße, wo im Hangenden des Eistengneises von den zwei Dolomitlagen gar nichts zu beobachten ist. Das macht es wahrscheinlich, was ja auch in Fig. 5 zu erkennen ist, daß die Schichten diskordant zum Gneis streichen. Der Tunnelaufschluß liegt 200 m weiter im Osten und etwa 700 m tiefer als die Poststraße. Am Weg, der nach Eisten hinaufführt, findet man jedoch gerade über der in der Karte eingetragenen Tunnellinie eine kleine Partie von Dolomit aus dem Waldboden aufragen, wodurch diese Diskordanz ebenfalls bestätigt wird. Über die kleine Gneislage im Hangenden des Eistengneises

sagt SCHARDT (Rapport trimestriel No. 9 vom 31. Dez. 1900 S. 3):

„La lame de gneis au km 3,900 est une intercalation absolument anormale, accompagnée de phénomènes de glissement et de lamination indubitables. La première zone dolomitique passe au gneis par un plan de glissement marqué par de la dolomite pulvérulente. Le contact avec le calcaire sousjacent est cependant plus normal, en apparence du moins, car le passage se fait par un micaschiste très laminé. Cette deuxième zone de calcaire dolomitique présente dans ses couches de nombreux contournements et des plans de glissement; le contact avec le gneis, qui se fait par l'intermédiaire d'un lit de micaschiste, est franchement discordant. Cette répétition de zones dolomitiques et de gneis est peut-être due à des écailles, peut-être aussi à des replis écrasés.“

Besonderen Wert lege ich auf die von mir gesperrt gedruckte Stelle des Berichtes, weil der Verfasser damit ausdrücklich eine Tatsache festgestellt hat, die ihm unerwartet kam. Das Normale wäre für ihn die Konkordanz zwischen dem nach seiner Meinung älteren aufgefalteten Gneis und dem jüngeren Dolomit gewesen, während das Bild, welches sich bot, das eines schräg durch die Dolomitschichten hindurchsetzenden Gneisganges war. Er meint zwar, es könne dieser Gneis ein Teil des Eistengneises selbst sein, der durch schuppenartige Verschiebungen oder Ausquetschungen von der Hauptmasse abgetrennt worden sei, und beruft sich auf das Vorhandensein von Gleitflächen. Aber solche Flächen hat er so viele auch an anderen Stellen im Tunnel angetroffen und beschrieben, daß gerade auf diese hier kaum ein besonderes Gewicht gelegt werden darf, und zwar um so weniger, als er sie just im Hangenden des Gneises und nicht in seinem Liegenden angibt, wo sie doch eigentlich bei Schuppenstruktur zu erwarten wäre.

Der Tunnel und die Poststraße bei Eisten haben somit gezeigt, daß der Kontakt zwischen Gneis und den Kalksedimenten nicht für ein höheres Alter des Gneises spricht, und daß die Einschlüsse von kleinen Gneispartien in den Kalkgesteinen am besten durch Injektionen erklärt werden können, die von den Gneisen ausgingen. Damit stimmt auch vollkommen die Tatsache überein, daß die Kalksedimente am Kontakt sehr hoch krystallin sind und jedenfalls in höherem Maße umgewandelt sind als die Kalkgesteine weiter im Norden. Desgleichen sind diejenigen zwischen dem Eisten- und dem Gantergneis stark umgewandelt, und ebenso die, welche bei der Ganterbrücke im Liegenden des Gantergneises gut aufgeschlossen sind. Sie bestehen dort aus zuckerkörnigen Marmorbänken, die mit biotit-



und granatreichen Kalkschiefern wechsellagern und als eine über 100 m mächtige Zone zwischen dem Gantergneis und dem sogenannten Berisalgneis liegen. Da aber letzterer an der Poststraße durch Schutt und Moränen verdeckt ist, wird es nötig, eine geeignetere Stelle aufzusuchen, um diesen Kontakt zu studieren. Im Tunnel ist jener Kalkzug im Liegenden des Gantergneises ebenfalls durchfahren worden, er hat dort aber nur eine Mächtigkeit von 16 m, was sehr auffällig ist, und grenzt unmittelbar an granatführende sericitische Glimmerschiefer des „Berisalgneises“. Ich komme darauf im tektonischen Teile

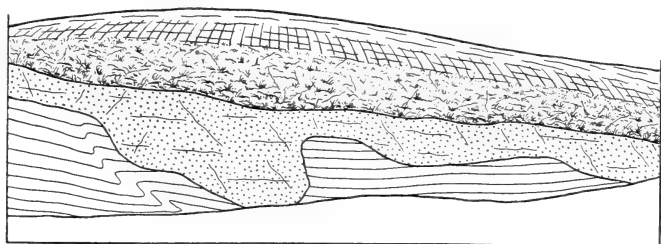


Fig. 6.

Ansicht des Rundhöckers südwestlich neben den Hütten der Steinen-Alp. Verbogener Glimmerschiefer bildet die Oberfläche und die Basis desselben. Ein Gang von Gneisgranit setzt hindurch, dessen oberer Kontakt mit dem Schiefer überwachsen ist.

zurück und begnüge mich zunächst mit der Feststellung, daß die Kalksedimente vom Schallberg bis zur Ganterbrücke für eine stratigraphische Abtrennung von den nördlich angrenzenden Kalkschiefern zwei Merkmale geliefert haben, nämlich das Vorkommen von mächtigen Dolomitlagern und das Vorherrschen dickbankiger Kalklager in den Schiefern, mit denen zusammen im Simplontunnel auch Anhydrit angetroffen worden ist.

Ein lehrreiches Querprofil bietet der Weg von der Steinen-Alp über den Saurerrück nach dem oberen Schießbach. Von Berisal führt der Weg zunächst über einen Steg, der den oberen Ganterbach überbrückt, zur Steinen-Alp. Man trifft da stark gewundene gebänderte Hornblendeschiefer, die mit einem granitartigen Gneis vergesellschaftet sind. Letzterer tritt weiter oben an dem Zickzackweg, der zur Alp hinaufführt, mit granatreichem kalkfreien Quarzglimmerschiefer in Verbindung, und bei den Alphütten sieht man sehr deutlich, wie der Gneisgranit gangförmig den Schiefer durchsetzt. Am Südgehänge des Saurerrück wird dieser Glimmerschiefer, der helle Quarzitlager

einschließt, von den kalkigen Schiefern überlagert. Leider ist die unmittelbare Auflagerung durch Gehängschutt verdeckt.

Beide Schiefer fallen in den Berg ein, und eine Diskordanz ist, wenn sie überhaupt existiert, nicht zu beachten. Die Kalkschiefer enthalten einzelne granatreiche Einlagerungen, und weiter oben schaltet sich ein wenig mächtiger Grünschiefer in dieselben ein. Diese Zone von Kalksedimenten hat ungefähr die gleiche Mächtigkeit wie die über 1 km entfernte an der Ganterbrücke sichtbare, und beide stehen auch miteinander in direkter Verbindung. Doch muß man im Auge behalten, daß an der Ganterbrücke zuckerkörnige Marmorlager eine größere Rolle spielen und daß der Grünschiefer fehlt. Am Saurerrück liegt über diesem Kalkschiefer ebenfalls der Gantergneis, aber der Kontakt ist verschüttet. Der Gneis ist zunächst feinkörnig, aber bald nimmt er den Charakter eines schönen Augengneises an, der in dünne Platten abgesondert ist, die steil nach Nordwest einfallen. Wo der Fußweg den Schießbach erreicht, hört der Gneis auf, und man sieht, wie er unmittelbar von Kalkschiefern überlagert wird, die ziemlich steil nach NW einfallen und mit mehreren zuckerkörnigen Marmorbänken wechsellagern. Über ihnen folgt der Eistengneis und auf diesen ein Dolomitlager und dann Kalkschiefer, die einige ganz schwache Prasinitlager einschließen. Ähnlich wie bei Eisten gewahrt man auch hier mehrere Gneislamellen im Kalkschiefer eingeschaltet, nur mit dem Unterschied, daß sie bei Eisten im Hangenden, hier aber im Liegenden des Gneises auftreten. Sie sind nur bis etwa drei Zoll mächtig, und jeder Versuch, sie für ausgequetschte Gneisfalten zu erklären, muß hier versagen. Da die eingehende Beschreibung dieses Platzes Herr ARNDT übernommen hat, so will ich auf eine genauere Schilderung desselben nicht eingehen und nur bemerken, daß mir diese Stelle schon 1908 als entscheidend für das jüngere Alter des Gneises und für die Beurteilung der Stratigraphie erschienen ist.

Denn sobald man erkannt hat, daß der Ganter- und Eistengneis Intrusionsmassen sind, dann steht nichts mehr im Wege, die Kalkschiefer der sogenannten Ganter- und der Eistenmulde mit den den Eistengneis unmittelbar überlagernden Schiefern als eine einheitliche Schichtenserie aufzufassen, die durch die wiederholten Einlagerungen von Dolomit, Anhydrit und Gips sowie durch die Häufigkeit dickbankiger Kalksteine charakterisiert ist, und die sich dadurch in einen auffälligen Gegensatz zu den Kalkschiefern setzt, die wir bei Brig haben kennen gelernt. Man könnte deshalb versucht sein, in jenen, als den älteren, Vertreter der Trias und in diesen des Lias zu sehen,

und in der Tat sprechen für eine solche Annahme sehr viele Wahrscheinlichkeitsgründe. Aber weiter geht die Gewißheit nicht, und insbesondere macht sich der Mangel zuverlässiger Merkmale fühlbar, wenn man versucht, die Grenzen zwischen den so umschriebenen Trias- und Liassedimenten kartographisch genau festzulegen. Solange die entscheidenden Leitfossilien fehlen, wird es uns nicht gelingen, den triasischen von dem jurassischen Anteil dieser Kalksedimente abzugrenzen, und der auf der Simplonkarte dahin zielende Versuch ist als mißglückt zu bezeichnen.

Wenn wir die Mächtigkeit der Schichten von triasischem Charakter zusammenrechnen, welche im Tunnel zwischen Km 3 und 5, abgesehen von den Gneisintrusionen und den später zu besprechenden liegenden Schiefern, durchfahren worden sind, so erhalten wir rund 200 Meter. Im Querprofil der Steinalp, wo so genaue Messungen allerdings nicht möglich sind, überschreitet die Mächtigkeit diese Zahl wohl sicher.

Erstaunlich ist diese Mächtigkeit jedoch durchaus nicht; denn wenn wir den Zug mesozoischer Gesteine von Brig aus nach Westen verfolgen, stellen sich unterhalb Visp alsbald die Pontiskalke darin ein, die mitsamt den sie begleitenden Quarziten allgemein in die Trias gestellt werden. Diese Kalke allein haben an vielen Stellen sicher eine Mächtigkeit von 500—600 m, und wenn man auch annehmen will, daß sie muldenartig gelagert sind, so bleiben dann doch noch 250 bis 300 m für sie übrig. Dieser Kalk ist lange nicht so stark metamorphosiert wie die Kalke bei Brig, und in ihm wird man vielleicht einmal Versteinerungen finden.

Wenden wir uns nun nochmals der auf S. 88 erwähnten Trias im unteren Rhônetal zu, so haben sich dort Mächtigkeiten von bis zu 800 m ergeben, und die obersten Lagen haben eine petrographische Entwicklung, die aus ihnen bei Eintritt einer ähnlichen Metamorphose wie der im Simplongebiet ganz leicht typische schistes lustrés hätte erzeugen können.

Wir kommen also zu dem Schlusse, daß in dem Gebiete zwischen Brig und Berisal nicht nur die als triasisch eingetragenen Schichten, sondern auch noch ein guter Teil der „jurassischen Bündnerschiefer“ mit größerer Wahrscheinlichkeit zur Trias als zum Lias zu stellen sind.

Die Simplonkarte belehrt uns, daß die Kalkschichten und die eingelagerten Gneise von Berisal gegen SW ohne Unterbrechung bis zur Nanzlücke herauf streichen, daß sie dabei aber nicht nur ihre Streich-, sondern auch ihre Fallrichtung

ändern und schließlich an der Nanzlücke flach nach Süden einfallen, so daß sie dort nicht mehr die Berisalgneise überlagern, sondern unter dieselben einschießen. Zugleich schiebt sich dazwischen ein schmaler Zug von carbonischen Schiefern sowie auch von Prasinit und Serpentin ein. Die Trias hingegen fehlt dort ganz und erscheint erst weiter im Norden zwischen den jurassischen Kalken und dem Gantergneis. Hierin sehen die Verfasser der Karte, wie ich auf Seite 81 bereits erwähnt habe, einen Hinweis darauf daß das Jurameer über die Ufer des Triasmeeres transgredierte. Ich habe diese Stelle vom Simplonpaß aus im September 1908 besucht, die Verhältnisse aber anders gefunden. Der Berisalgneis ist hier hauptsächlich Glimmerschiefer, der von Gneisgängen durchschwärmt ist und vorherrschend eine Neigung nach NW zeigt, doch will ich auf ihn jetzt nicht näher eingehen. Am Fuß des Schießhorns in in der Nähe von Wänge streichen steil nach SO geneigte kalkfreie Schiefer aus, die mir von den gewöhnlichen Glimmerschiefern im Berisalgneisgebiet etwas verschieden erschienen. Sie sind mehr verucanoartig und werden von den Kalkschiefern und Bänken des südlichen Schießhorngrates, die ebenfalls steil nach SO einfallen, unterlagert. Doch hat es den Anschein, als ob zwischen diesen beiden Schichtgesteinen eine Diskordanz im Streichen bestehe. Der Carbonzipfel, welchen die Karte bis zum Fußweg bei Wänge heraufzieht, existiert nicht, und die einzige Stelle, an der ich die rußigen, stark abfärbenden Schiefer fand, die man eben deshalb als Carbon ansprechen kann, lag an dem Nanzlückenbach zwischen Côte 2220 und 2280, nämlich von dem Knie weg, das der Bach bei der Umbiegung in die ostnordöstliche Richtung bildet, bis zur Einmündung eines aus der Richtung des Rossensees kommenden Wasserleins. Es ist ein glimmeriger, grauer mürber Schiefer mit viel Gleitflächen. Von Pflanzenresten war keine Spur zu entdecken. Die Verlängerung dieses Carbons auf der Karte westwärts bis zur Höhe des Gebirgsgrates kann nicht auf Beobachtungen beruhen, weil eine mächtige Seitenmoräne alles Anstehende vollständig verdeckt und auf dem Gebirgsgrat selbst ganz andere Gesteine anstehen. Dahingegen hat die Karte recht, wenn sie im Norden an den nur etwas zu hoch heraufgelegten Carbonaufschluß direkt Kalkschiefer angrenzen läßt. Was ich auf dem Gebirgsgrat der Nanzlücke gesehen habe, ist auf Figur 7 dargestellt; was nach der Karte dort zu sehen sein müßte, ist auf dem darunterstehenden Profil eingezeichnet. Alle Schichten fallen ganz flach nach Süden. Von Punkt 2636 bis zur inneren Nanzlücke sind es recht monotone dünnchiefrige, sericitische, kalk- und

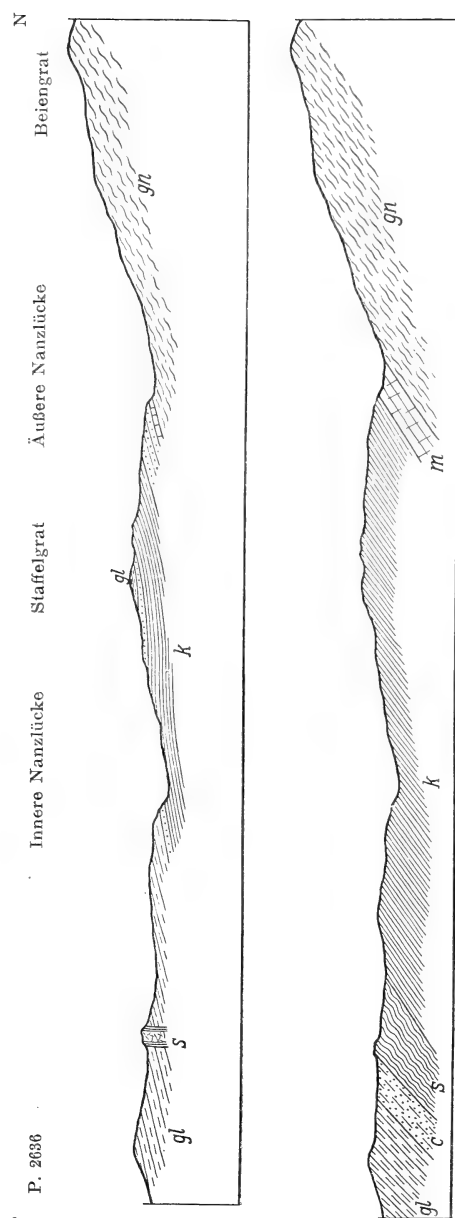


Fig. 7.

Zwei Profile durch den Staffelgrat im Westen des Simplonpasses. 1:10000.

Das obere Profil nach meinen Aufnahmen, das untere nach der Karte von C. SCHMIDT & PREISWERK.  
 gl Glimmerschiefer, gn Gneis, c Carbon-Schiefer, m triasische Raubwacke, k Kalkschiefer, s Serpentin.

granatenfreie Glimmerschiefer, durch die ein vertikal gestellter Serpentinegang mit prasinitartigen Salbändern hindurchsetzt. Bei der inneren Nanzlücke sieht man diesen Schiefer sehr deutlich von einem phyllitartigen Schiefer mit quarzitischen Einlagerungen unterlagert, der seinerseits auf Kalkschiefern ruht, die mit marmorisierten dickeren Kalkbänken wechseln und an der höchsten Spitze des Straffelgrates noch eine Kappe von Glimmerschiefer tragen. An der äußeren Nanzlücke stellen sich unter dem Kalkschiefer dickere Bänke eines etwas sandigen Marmors und zuletzt ein paar Meter eines rauhwackenartig anwitternden Marmors ein, der unmittelbar auf einer feinkörnigen Varietät des Granitgneises ruht. Im Gegensatz zur Berisaler Gegend liegen also hier die Sedimente vollständig verkehrt, die paläozoischen Glimmerschiefer zu oberst, die Kalksteine, die vielleicht mit denen bei Eisten gleichaltrig sind, darunter. Ihr jurassisches Alter ist nicht zu beweisen, und unter keinen Umständen läßt sich aus diesen Aufschlüssen der Beweis einer transgressiven Lagerung der Jurasedimente extrahieren.

Den Westabhang der Nanzlücke habe ich nicht begangen, und deshalb kann ich auch keine Angaben über den weiteren Verlauf des Serpentin-Diabasganges machen, der nach der Karte von GERLACH alsbald endet, nach der Simplonkarte hingegen gerade dort zu ganz enormer Breite anschwillt, sich dann mit mehrfachen Unterbrechungen hinüberzieht ins Vispertal, wo er an den Westgehängen dieses Tales bis herauf nach Stadlen bei Zeneggen wieder eine große Mächtigkeit erlangt. Auch da sollen nach der Karte diese Gesteine nirgends gangförmig, sondern stets lagerförmig, nach Art von mesozoischen Ergußgesteinen, auftreten. Wir müssen deshalb ihnen und den sie begleitenden mesozoischen Sedimenten zunächst unsere Aufmerksamkeit zuwenden.

## 2. Das Mesozoicum und die Grünschiefer bei Visp.

Nach der Simplonkarte besteht das Westgehänge des Vispertales von Visp aufwärts bis Stalden aus drei nach Norden überkippten Mulden, deren Kern aus jurassischen Kalkschiefern sowie diesen eingelagertem Grünschiefer und Serpentin besteht. Zwei schmale, nur 30 bis höchstens 50 m mächtige dolomitische Marmorbänder der Trias stellen die diese Mulden trennenden, langgezogenen Gewölbekerne dar. Im Südflügel der südlichsten Mulde fehlt jedoch dieses triasische Glied, und an seine Stelle tritt ein schmaler Zug carbonischer Schiefer, und dann eine mächtige Masse von Glimmerschiefern der Berisalgneisgruppe, die sich weithin ausdehnt, die Mischabelhörner aufbaut und ostwärts bis Berisal reicht.

Den zwei nördlichen dieser Mulden habe ich 1908 einen Tag gewidmet, um ein Urteil darüber zu gewinnen, ob die Grünschiefer hier wirkliche Ergußgesteine sind, wie es Preiswerk 1907 dargestellt hat, oder ob seine frühere Auffassung von 1904, die mit meinen Beobachtungen an der Nanzlücke in besserem Einklang steht, nicht doch vielleicht die richtigere war.

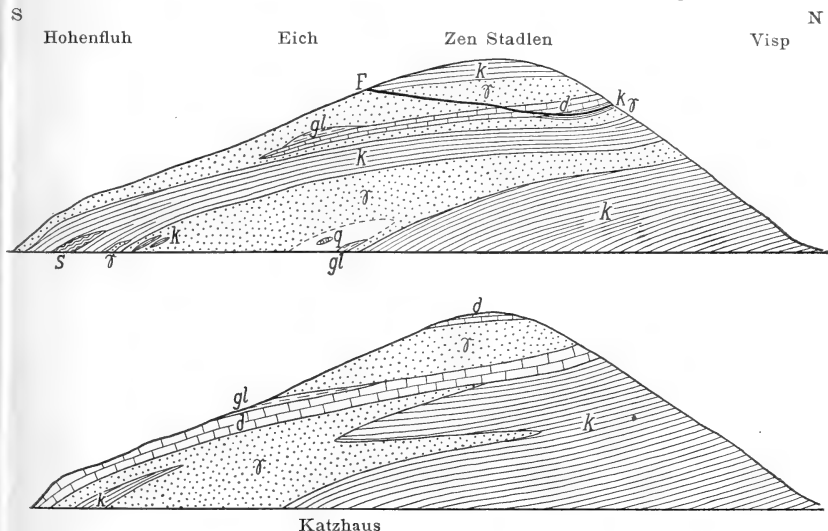


Fig. 8.

Zwei Profile durch das linke Talgehänge oberhalb Visp. 1:25000. Das obere Profil nach meinen Aufnahmen, das untere nach PREISWERK.

gl Quarzglimmerschiefer, q Quarzit, d Dolomit, γ Grünschiefer und Serpentin, k Kalkschiefer, s kalkfreier Schiefer, F Fahrweg.

Vom Visptal aufwärts bis Katzhaus haben die glanzschieferartigen Kalkgesteine jene Beschaffenheit, welche wie bei Brig es unbestimmt läßt, ob man sie zum Lias oder zur oberen Trias stellen soll. Sie sind alle gegen Süden geneigt und werden oben am Gehänge von Grünschiefern überlagert, die sich aber, ehe man Kalkhaus erreicht, bis zum Talboden herabsenken und einen ins Tal vorspringenden Sporn bilden. An diesem kleinen Hügel sieht man den Kalkschiefer unter den Grünschiefer einschießen, über dem ein schmaler Zug von Quarzglimmerschiefer mit sericitischen Glimmerhäuten liegt. Unweit davon und oberhalb des Hauses ragt aus dem großen Schuttkegel auch noch ein Fels von südwärts einfallendem Quarzitschiefer heraus, der wohl ebenfalls anstehen dürfte. Weiter

talauf stellt sich dann wieder Grünschiefer im mächtiger Entwicklung ein, der in der Höhe mit dem schon vorher beobachteten zusammenhängt und bis zu den an die Visp vorspringenden Felswänden der Hohenfluh heranreicht, wo er aber nicht, wie die Karte angibt, von dolomitischem Marmor, sondern von Kalkschiefer überlagert ist. Kurz vor der Überlagerung gewahrt man in dem Grünschiefer einzelne adinolartig umgewandelte Kalkbänder eingebettet, von der Art, wie sie auch ander-

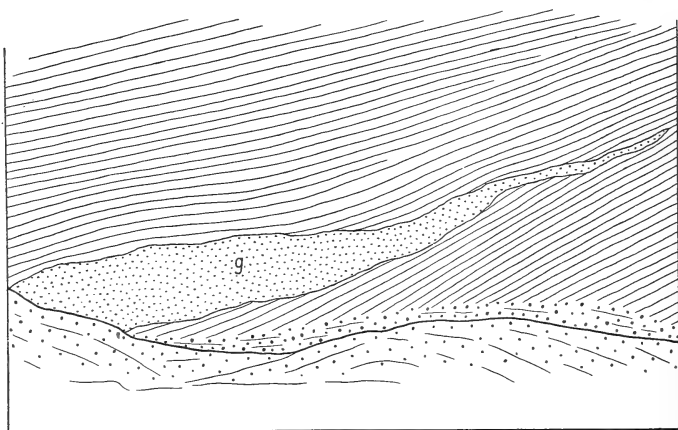


Fig. 9.

Diabasgang im Kalkschiefer am linken Ufer der Visp zwischen Katzhäus und der Hohenfluh. 3:1000.

wärts beobachtet, aber trotzdem nicht als ein Gegenbeweis dafür angesehen worden sind, daß der Grünschiefer ursprünglich eine Tuffablagerung gewesen sei, die abwechselnd mit Kalksedimenten abgelagert wurde. Geht man aber weiter vor bis zum hangenden Kalkschiefer, dann sieht man darin einige Grünschiefer-Gänge, die nicht parallel zur Schieferung verlaufen und deshalb wohl als diabasartige Intrusionen gedeutet werden müssen. An der Fluh selbst liegt im Kalkschiefer ein Lager von kalkfreiem Schiefer, der teils schwarz, teils hellfarbig ist und sich talgig anfühlt. Er ist von auffallend vielen und starken weißen Quarzknuern und -linsen durchsetzt, die sich am Kontakt mit dem hangenden Kalkschiefer auch in diesem einstellen. Steigt man auf der Südseite des Fluhfelsens bergan, so erreicht man bald wieder Grünschiefer, der auf dem Kalkschiefer liegt und weiter oben in der Höhe von Eich endlich von Dolomit überlagert wird. Dieser Dolomit, der sich von da als



geschlossener Zug nordwärts bis in die Nähe von Zen Stadlen verfolgen läßt, ist es, den die Simplonkarte als Gewölbesattel eingetragen und südwärts herab bis zur Hohenfluh verlängert hat. Letzteres ist sicher nicht richtig, und man kann ganz leicht feststellen, daß erstens der Kalkschiefer der Hohenfluh weder Dolomit noch Marmor ist, zweitens, daß zwischen ihm und dem Dolomit von Eich ein mächtiger Grünschieferzug verläuft, und drittens, daß der von Norden her gegen Eich herabziehende Dolomitzug schon vor Eich endet und gegen Süden ganz von Grünschiefer abgeschnitten und eingeschlossen wird. Außerdem liegt auf diesem Dolomit, kurz ehe er endet, auf eine kurze Erstreckung von vielleicht über hundert Meter, eine Lage von Quarzglimmerschiefer, der demjenigen von Katzhaus sehr ähnlich ist. Weiterhin gegen Norden verschwindet letzterer wieder, und es liegt der Grünschiefer direkt auf dem Dolomit. Bemerkenswert ist auch noch, daß der Dolomit da, wo dieser Quarzglimmerschiefer über ihm liegt, in seinen obersten Bänken kalkhaltig wird. Das ganze Dolomitlager ist, soweit ich es beobachten konnte, höchstens 50 Meter, vielerorts aber auch minder mächtig. Nördlich von dem Punkt 1178, wo sich der Weg von Zeneggen mit dem von Eich vereint, streicht der Dolomit, der bis dahin auf der Ostseite des Weges zutage tritt und unter ihm steil abfallende Wände bildet, deren helle Farben bis nach Visp herunter leuchten, auf die Westseite herüber, und man sieht am Wege selbst aufgeschlossene Kalkschiefer unter ihm zum Vorschein kommen, die sich als Zwischenschicht zwischen ihn und den liegenden Grünschiefer einschieben. In letzterem habe ich keine Serpentineinlagerungen entdecken können, dahingegen stellen sich in den Grünschiefern über dem Dolomit alsbald größere Serpentinmassen ein und darüber wieder Kalkschiefer bis Zen Stadlen. Von dem oberen Dolomit oder Marmorzug, den die Simplonkarte da ganz breit durchzieht, war nichts zu sehen.

Der intrusive Charakter der Grünschiefer geht aus diesen Beobachtungen klar hervor. Die basische Eruptivmasse hat sich zwischen die mesozoischen Sedimente eingepreßt, oft parallel zu den Schichtfugen, oft aber auch ist sie aus diesen Fugen heraus in andere übergesprungen und hat dabei die ursprünglich direkt übereinander liegenden Bänke weit auseinandergeschoben. Sehr auffallend ist es, daß die Dolomitwände, welche von Aesch sich am Gehänge heraufziehen bis Schulmatten (siehe Simplonkarte), dort plötzlich enden und weiter nordwärts nicht mehr hervortreten, daß aber etwa 200 m weiter unten am Gehänge bei Eich die Dolomitwand unseres Profiles (Fig. 8) gerade da

auftritt, wo oben drüber die andere aufhört, und daß sie es ist, welche nordwärts fortsetzt. Es scheint wenigstens so, als ob beide demselben Dolomitlager angehörten, das durch die sich einzwängenden Eruptivmassen auseinandergeschoben wurde. Durch eine genaue Kartierung der Umgebung von Zeneggen könnte der wirkliche Tatbestand leicht festgestellt werden. Der untere Grünschiefer hat uns ebenfalls deutliche Beweise für seine intrusive Natur gebracht, und so steht denn unser Ergebnis in vollem Einklang mit der Beobachtung an der Nanzlücke, und wir können es als ziemlich sicher aussprechen, daß im Simplongebiet basische Intrusionen in die vorhandenen mesozoischen sowie auch in die älteren Sedimente stattgefunden haben.

Für die Altersbestimmung der Sedimente dieses eben beschriebenen Gebietes haben mir meine Begehungen viel mehr negative als positive Ergebnisse gebracht. Negativ sind sie vor allem mit Bezug auf die Simplonkarte, auf der die Kalkschiefer und Grünschiefer in den Jura, der Marmor und Dolomit in die Trias eingereiht wurden, wonach sich dann drei tektonische Mulden ergeben würden. Damit stimmt jedoch der Quarzglimmerschiefer und Quarzit beim Katzhaus nicht überein, der sogar schon zu den Berisalschiefern gehören könnte, aber keinesfalls als ein jurassisches Glied in die Kalkschiefer eingereiht werden darf. Auch der Quarzglimmerschiefer bei Eich, den die Simplonkarte, wenn auch in viel zu großer Ausdehnung, angegeben hat, ähnelt sehr gewissen Berisalschiefern, und es könnte andernfalls höchstens noch die Trias für ihn in Betracht kommen. Ferner sind Grünschiefer und Serpentin sicher jünger als die ganze Sedimentserie und in ihrer Verbreitung an kein bestimmtes Glied dieser Serie gebunden.

Auch das Alter des schwarzen, eisenkiesreichen Schiefers, der an der Hochfluh unter, beziehungsweise zwischen dem gewöhnlichen Kalkschiefer liegt, bleibt ganz ungewiß. Wir wissen zwar, daß auch bei Brig und besonders bei Bach schwarze kalkfreie Schiefer im Kalkschiefer vorkommen, aber sie können doch mit jenem petrographisch so genau nicht identifiziert werden, daß ein gleiches Alter zwingend daraus hervorginge. Auch dafür, daß alle Kalkschiefer bei Visp jünger als der Dolomit sind, ist ein zuverlässiger Beweis nicht zu erbringen. Ihre Beziehungen zu dem Quarzglimmerschiefer bei Katzhaus sprechen weit eher dafür, das mindestens ein Teil derselben älter als Jura, also etwa triasisch ist.

Ich will ferner noch darauf aufmerksam machen, daß am Weg, der von Visp in rein westlicher Richtung den Berg herauf

nach Birchen führt, zunächst zwar Kalkschiefer anstehen, wie es die Simplonkarte angibt, bis zur Höhenkurve 780; dann aber streicht ein Quarzglimmerschiefer über den Weg, und weiter herauf bis Punkt 992 fehlen anstehende Gesteine mit Ausnahme eines schmalen Grünschieferzuges, der etwa in 840 Meter Höhe sichtbar ist. Jener Quarzglimmerschiefer kann seiner Lage nach mit demjenigen von Katzhaus zusammenhängen.

Bemerkenswert ist auch, daß die Sedimente bei Visp keinen so hohen Grad von Metamorphose zeigen wie diejenigen im Gantertal bei Berisal. Es fehlen ihnen die vielen Granaten und Biotite, und der Marmor ist nicht so zuckerkörnig und großkrystallinisch. Diese Verschiedenartigkeit fällt zusammen mit dem vollständigen Fehlen granitischer Intrusionen bei Visp.

### 3. Die Stratigraphie der Berisalschiefer.

Als solche bezeichne ich die verschiedenartigen Glimmerschiefer und Quarzitschiefer, welche einen wesentlichen und oft sogar den Hauptbestandteil der sogenannten Berisalgneise bilden. Sie sind allerdings von zahlreichen Orthogneisen und Amphibolitgesteinen lager- und gangförmig durchsetzt, aber für die Altersbestimmung sind diese als ein jedenfalls jüngeres Element nicht ausschlaggebend. Die Glimmerschiefer haben eine sehr wechselnde Zusammensetzung — Quarz und Glimmer sind die Hauptbestandteile. Der Muscovit bildet gewöhnlich sericitisch verfilzte silberglänzende Häute. Daneben sind Granat und Biotit sehr häufig, Hornblende und Chlorit seltener. Durch Zunahme des Quarzgehaltes und Zurücktreten der Glimmerhäute gehen die Schiefer in Quarzite über, die als dünne Lagen oder auch dickere feste Bänke zwischen den Schiefern liegen und wohl oft auch kleine Feldspatkörner enthalten, was aber bei der Feinkörnigkeit des Gesteines im Felde nicht sicher festzustellen ist. Andererseits gehen die Glimmerschiefer auch durch Aufnahme von Feldspat in gneisähnliche Gesteine über, welche dann von echtem Orthogneis im Handstück nicht immer mit Sicherheit zu unterscheiden sind, und die vielleicht auch wirklich in diese übergehen, insofern als sie im Kontakt mit solchen vorkommen und von ihnen „feldspatisiert“ wurden.

Diese Berisalschiefer sind im Simptongebiet in außerordentlicher Weise von Granit, Gneis und Amphibolit gang- und lagerförmig durchsetzt. Oftmals hat es den Anschein, als ob diese Eruptiva in den Schiefern regelmäßige konkordante Einlagerungen bildeten, wenn es aber gelingt, sie im Streichen zu verfolgen, dann kann man häufig das Durchgreifende ihrer Lagerung erkennen. Sehr schön ist dies z. B. bei der Steinen-Alp (siehe

Fig. 6) zu sehen, und ebenso, wenn man vom Simplon-Hotel aus in den Hügelszügen der Hopschen-Alp herumwandert. Am Ausfluß des Hopschen-Sees liegt ein kleiner Hügel von Glimmerschiefer.

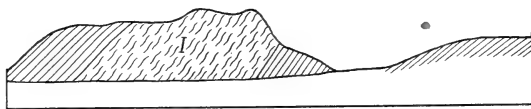


Fig. 10.

Südwestseite des Hügels am Abfluß des Hopschensees, westlich vom Simplonhotel. Einlagerung von (I) granatführendem Gneis im Glimmerschiefer. 1:170.

schiefer, der in nordöstlicher Richtung streicht und nach NW einfällt. An dem südwestlichen Ende dieses Hügels sieht man ein vier Meter breites Gneislager in dem Schiefer. Folgt man diesem auf dem Südbahang des Hügels, so gewahrt man bald,

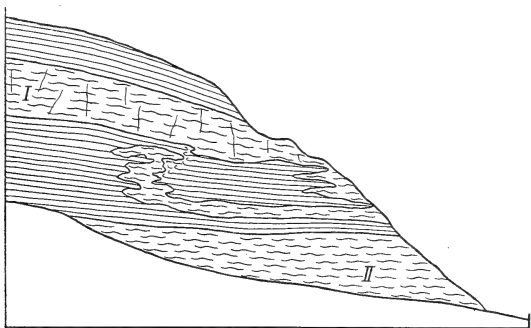


Fig. 11.

Südbahang des Hügels der Fig. 10 mit zwei Gneiseinlagerungen, von denen der obere (I) die Fortsetzung der Einlagerung auf der Südwestseite ist. 1:170.

daß unter dem liegenden Glimmerschiefer ein zweiter Gneiszug erscheint, der sich alsbald mit dem oberen in der Weise vereinigt, wie es die Figur 11 darstellt.

Recht bequem hat die Poststraße von Berisal bis zu den „Kalten Wassern“ Beobachtungen dieser Art durch ihre künstlichen Felsanschnitte gemacht. Fortwährender Wechsel zwischen Glimmerschiefern verschiedener Art und Gneisen mit oft schöner Bänderung, besonders wo es hornblendereiche Gesteine sind. Daß es keine Schicht-, sondern Erstarrungsbänderung ist, kann man sehr gut bei Stange 97 277 sehen, von wo nebenstehende Zeichnung

(Fig. 12) genommen ist. Die Eintragungen auf der Simplonkarte sind hier sehr summarisch und lassen den Reichtum an Orthogneisen, welche dem Schiefer eingelagert sind, nicht erraten. So wird von Berisal an längs der Poststraße bis Ref. IV nur Granatglimmerschiefer angegeben. Man trifft aber sowohl am Fronbach als insbesondere auch am Durstbach Gneise und feinkörnige Granitgneise im Glimmerschiefer an und ebenso roten Gneis

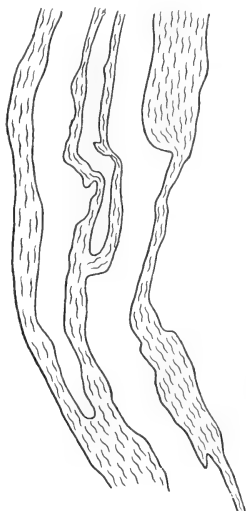


Fig. 12.

Bändergneis bei Stange 97277 bei Refugium IV an der Simplonpoststraße. Die dunkleren Bänder führen Chlorit und Hornblende.

(Granit mit vertikaler Bänderung) in der Nähe von Punkt 1718, wo der anstehende Glimmerschiefer mit  $40-60^\circ$  nach SO geneigt ist. Das wiederholt sich bis zum Ref. IV, wo Hornblendegesteine beginnen, die auf der Karte richtig angegeben sind, ebenso wie einige später folgende Gneiseinlagerungen. Es ist allerdings nicht möglich, im Maßstab 1:50 000 alle Gneise einzutragen, weil deren zuviel da sind, und man darf deshalb der Karte daraus keinen Vorwurf machen. Nur hätte dies im erläuternden Text deutlicher hervorgehoben werden können.

Fast überall, wo Gneisintrusionen vorhanden sind, ist der Glimmerschiefer mit Granaten gespickt, wo aber jene fehlen, wie z. B. an der Nanzlücke, da fehlen auch die Granaten im Schiefer.

Es ist mir nicht gelungen, innerhalb der Berisalschiefer stratigraphische Horizonte zu unterscheiden. Im Streichen bewahren sie zwar auf große Erstreckungen eine ziemliche Beständigkeit, aber ihre Neigung ist großem Wechsel unterworfen. Zwischen Berisal und Rotwald herrscht südöstliches, von da ab gegen die Kalten Wasser nordwestliches Fallen vor, und das hält an über den Simplonpaß bis Hopschen. Bei Wänge und an der Nanzlücke ist die Neigung wieder eine südöstliche. Es entspricht das einer muldenförmigen Lagerung, deren Achse von SW nach NO streicht. Aber am Nordrand, wo die mesozoischen Kalksedimente im Gantertäl und bei der Steinen-Alp angrenzen, ist ihr Einfallen wieder ein nördliches, als ob an die Mulde sich im Norden ein Gewölbe anlegte, auf dessen Nordflügel auch tatsächlich die mesozoischen Kalke aufliegen.

Dies ist der Grund, weshalb man ganz allgemein bisher angenommen hat, daß die Berisalschiefer älter als die Trias sind. GERLACH hat sie bei seinem präcarbonischen „jüngeren metamorphischen Schiefer“ untergebracht. C. SCHMIDT und SCHARDT sind geneigt, sie für archaisch zu halten. Wenn man aber nach paläontologischen Beweisen gefragt wird, dann muß man zugeben, daß diese vollständig fehlen, und zwar nicht nur hier im Simplongebiet, sondern auf der ganzen weiten Erstreckung bis zum Großen St. Bernhard. Das Carbon, welches im Westen paläontologisch sichergestellt ist, steht in keinem ursprünglichen Zusammenhang mit den Berisalschiefern, und die im Osten eingetragenen schmalen Carbonstreifen, die allerdings so liegen, daß sie entweder als die obersten Berisalschiefer selbst oder als ein darüber abgelagertes Sediment angesehen werden müssen, sind ihrem Alter nach unbekannt. Daß sie rußig abfärben und etwas Graphit enthalten, kann nicht als ein Altersbeweis gelten. Sicher steht nur fest, daß an genügend vielen Stellen die mesozoischen schistes lustrés über den Berisalschiefern liegen, so daß diese jedenfalls älter als jene sein müssen, und daß da, wo jene wirklich unter diesen liegen, dies Folge tektonischer Bewegungen sein muß. Ob die Berisalschiefer paläozoisch oder noch älter sind, kann nicht entschieden werden, und ebensowenig ist es möglich, verschiedenalterige Horizonte darin auszuscheiden. Für die Behauptung, daß zu oberst die hellen granatführenden Glimmerschiefer, darunter die Amphibolitschiefer und zu unterst Muscovitgneise und Augengneise lägen, habe ich nirgends Belege finden können.

Soweit meine Erfahrungen reichen, ist die Verbreitung der

Berisalschiefer auf der Simplonkarte sehr zutreffend angegeben. Recht auffallend ist, daß dieser Schiefer fast überall von mesozoischen Kalksedimenten umgeben ist, die ihn von den anderen Gneisen trennen, und daß nur im Süden bei Gabi und Zwischenbergen dieses trennende Band zwischen ihm und dem Monte-Leonegneis fehlt.

#### 4. Der Kontakt zwischen den Berisalschiefern und den mesozoischen Schichten.

Die Verfasser der Karte nehmen eine diskordante Auflagerung an, weil die mesozoischen Schichten nicht überall mit ihren ältesten, den triasischen Sedimenten über den Berisalschiefern liegen, und weil diese gerade da, wo noch die Carbon-schiefer vorhanden sind, fehlen und die jurassischen Schiefer das unmittelbare Hangende bilden. Es soll dies eine Transgressionserscheinung sein. Daß dies schwer zu beweisen ist, haben wir schon gesehen, denn an der Nanzlücke und an anderen Orten, wo die Karte Jura eingezeichnet hat, ist diese Altersbestimmung sehr zweifelhaft. Im übrigen überzeugt ein Blick auf die Profile, welche den Erläuterungen der Karte beigegeben sind, daß trotzdem durchweg der Schichtverlauf der prätriasischen und der mesozoischen Gesteine als konform eingezeichnet ist. Dies entspricht auch wirklich den tatsächlichen Verhältnissen. Ich habe besonders darauf geachtet, ob eine Diskordanz existiert, und gefunden, daß an vielen Stellen, wo die Aufschlüsse sehr gut waren, die Kalksedimente so konform den Berisalschiefern liegen, daß es genauer Untersuchung bedurfte, um überhaupt die wirkliche Grenze sicher festzulegen. Besonders gut läßt sich das hinter dem Simplon-Hospiz bei Rotelsch feststellen. Nur bei Wänge am Schießhorn, wo Kalk und Schiefer gleicherweise nach SO einfallen, glaubte ich im Streichen eine kleine Diskordanz daran erkennen zu können, daß die infolge von Überkipfung im Hangenden befindlichen Schiefer auf die Kontaktfläche mit den Kalkschiefern zustreichen und z. T. an ihr abstoßen, was aber freilich auch Folge der späteren starken tektonischen Bewegungen sein könnte.

Daraus ergibt sich, daß die Berisalschiefer ihre ursprünglich horizontale Lagerung noch gar nicht oder doch nur ganz wenig verloren hatten, als die jüngeren Kalksedimente darauf zum Absatz kamen, und ich schließe daraus weiter, daß jene nicht viel älter als diese sind. Wären sie wirklich archaisch, dann sollte man doch erwarten, daß sie in der langen paläozoischen Zwischenzeit Lagerungsstörungen erlitten oder mindestens durch Erosion und Verwitterung eine mit dem Verlauf

der Schichtgrenzen nicht mehr übereinstimmende Oberfläche bekommen hätten. Die Wahrscheinlichkeit spricht deshalb dafür, daß die obersten Berisalschiefer ein jungpaläozoisches Alter haben.

### 5. Stratigraphie der Kalksedimente auf der Südseite des Simplon.

Die mesozoischen Schichten, die wir bisher besprochen haben, liegen alle auf der Nordseite des Simplon. Sie streichen, wie dies auf der Karte sehr deutlich hervortritt, in nordöstlicher Richtung über Binn und das Blindhorn als ein breites Band bis zum Nufenenstock und in dieser Richtung noch weiter durchs Bedrettal. Am Banhorn jedoch zweigt sich davon ein Ast ab, der um den Gneisstock des Ofenhorns herum biegt, erst mit südlicher und dann mit südwestlicher Richtung. Gneise schalten sich weiterhin dazwischen ein, so daß dieser Ast alsbald in mehrere auseinandergeht, die unter vielfältigen Krümmungen das Gebiet im Süden des Simplon durchziehen. Die Karte scheidet auch hier wie im Norden den triasischen und jurassischen Anteil sowie den Grünschiefer aus, der bald in der Trias, bald im Jura liegt. Außerdem treten aber noch andere Gesteine hinzu, die auf der Nordseite ganz oder fast ganz fehlen. Es sind dies die „granathaltigen Glimmerphyllite“, die besonders bei Baceno und Varzo große Verbreitung haben, und die „sericitischen Quarzglimmerschiefer“, die in größeren Mengen in der Nordostecke der Karte vorkommen. Sie werden beide in die Trias gestellt. Des weiteren findet man im Nordostgebiet der Karte die jurassischen „braunen, quarzigen Schiefer mit Biotit“. Da in diesen häufig allerdings kalkfreien Gesteinen doch mächtige Marmorlager eingelagert sind, so können wir auch sie zu den Kalksedimenten zählen.

Wir haben aber zu untersuchen, inwieweit diesen petrographischen Gliedern eine stratigraphische Bedeutung zukommt, und wollen zunächst mit den „Bacenoschiefern“ beginnen, welche, wie eine Insel ringsum von Gneis eingerahmt, mit den übrigen mesozoischen Schichten in keine unmittelbare Berührung kommen.

#### a) Die Bacenoschiefer.

Die Gesteine sind durchweg hochkrystallinisch und abgesehen von den eingelagerten Marmoren petrographisch deutlich von den bisher besprochenen mesozoischen Schiefen unterschieden. Sie sind vollständig frei von Calcit. Die zwei Marmorlager heben sich mit ihrem Kalkgehalt scharf von ihnen ab



und sind petrographisch durch keine Übergänge mit ihnen verknüpft. GERLACH hat sie deshalb für bedeutend älter gehalten und zur präcarbonischen, oberen Abteilung der metamorphen Schiefer (Casannaschiefer e. p.) gestellt. Auch SCHMIDT (Eclogae IX, S. 505) war anfangs geneigt, sie für paläozoisch anzusehen, hält sie aber jetzt für triasische „Einklemmungen“ zwischen den archaischen Gneisen. In erster Linie war für ihn bestimmend, daß sie von archaischen Gneisen unter- und überlagert sind, geradeso wie die mesozoischen Sedimente in seiner Ganter- und Eistenmulde. Sodann fand er den Bacenoschiefern ähnliche Gesteine bei Varzo, die dort aber in engem Verband mit Gips und Rauhwacke stehen, und denen er deshalb ein triasisches Alter gab. Die Altersbestimmung beruht also lediglich auf petrographischen Ähnlichkeiten, denn die betreffenden Schiefer von Varzo stehen in keiner sichtbaren Verbindung mit denen von Baceno.

In welchem Verband stehen die Bacenoschiefer mit  
dem Gneis?

Im Antigoriotal oberhalb Crodo liegt der Bacenoschiefer auf dem Verampiogranit, der allseits die Steilwände des hier kesselartig enweiterten, aber tief eingeschnittenen Tales der Toce aufbaut. Es kann ein Zweifel darüber nicht aufkommen, daß dieser Granit, den GERLACH als Crodogneis bezeichnet hat, weil es Stellen gibt, wo er eine deutliche Parallelstruktur zeigt, die Unterlage des Bacenoschiefers bildet, welche talaufwärts und -abwärts in den Boden sich herabsenkt und verschwindet. Der Granit erscheint somit wie in einem von Bacenoschiefern umrahmten Fenster. Leider ist die unmittelbare Auflagerung des Schiefers auf dem Granit an den von Moränen, Gehängeschutt und Wald bedeckten Gehängen meist verhüllt, und ich kenne nur den einen Aufschluß an der Poststraße über Monpiano, der durch die Anlage der Straße geschaffen worden, und der allen Geologen, welche diese Gegend besucht haben, wohlbekannt ist. Ich habe ihn im Herbst 1909 kennen gelernt. Die glaciaie Erosion hat den Glimmerschiefer stärker angegriffen als den Granit und so in die etwa 80 m hohe Felswand gerade da eine Stufe herausmodelliert, wo der Schiefer dem Granit aufliegt. Bei Anlage der Poststraße hat man diese Stufe erweitert und im Granit durch Sprengung frische Aufschlüsse erzeugt, während der Glimmerschiefer unberührt blieb, so daß auch jetzt noch der schmale Falz stellenweise von eingepreßter Moräne erfüllt ist, welchen der diluviale Gletscher gerade an der Auflagerungsstelle in die

Wand hineingearbeitet hat. Aber man braucht nur dem Kontakt etwas zu folgen, indem man auf die Granitfelsen heraufsteigt, was keine besonderen Kletterkünste erfordert, dann sieht man ihn vollkommen freigelegt. Der Granit ist frisch bis herauf zum Kontakt wie aus einem Guß. Er ist feinkörnig und hat schwach gneisartige Struktur. Quarz- und Aplitgänge durchsetzen ihn schnurgerade. Auch im Glimmerschiefer gibt es viel Gängquarz, er ist aber in Form von Linsen und unregelmäßigen Knauern der Schieferung ziemlich genau parallel angeordnet, und es steht das zu der Anordnung der Gangquarze im Granit in

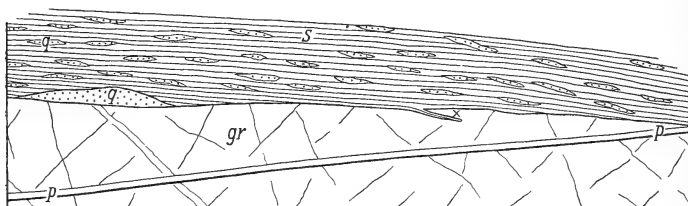


Fig. 13.

Überlagerung des Verampiosgneises (gr) durch die Bacenoschiefer (s).  
Ungefähr 1:300.

q Quarzknauer, von denen der größte am Granit bis 1 Meter breit ist. Bei  $\times$  zungenförmiges Eingreifen des Granites in den Schiefer. p—p Poststraße.

einem auffälligen Gegensatz. Der Glimmerschiefer selbst ist völlig krystallin und besteht hauptsächlich aus wohlausgebildeten Glimmerblättern und Quarzkörnern. Es fehlen ihm jene eng verfilzten Glimmerhäute des gewöhnlichen Quarzglimmerschiefers, und wäre nicht die Schichtungsbänderung vorhanden, so könnte man sagen, daß er ein granitisches Gefüge habe. Auf den ersten Blick gewinnt man den Eindruck, daß die Schichtung der Glimmerschiefer mit der Auflagerungsfläche auf dem Granit parallel läuft, aber bei genauerem Zusehen gewahrt man, wie die Figur 13 zeigt, daß eine schwache Diskordanz deutlich ausgeprägt ist. An einer Stelle, wo die Kontaktfläche sich von dem Straßenniveau schon etwas entfernt hat, greift der Granit zungenförmig in den Schiefer ein, als ob er apophysenartig in ihn eingedrungen wäre. Beweise dafür, daß die Glimmerschiefer ursprünglich auf einem viel älteren Granit abgelagert worden seien, liefert somit dieser Aufschluß in keiner Weise. Die Oberfläche des Granites zeigt keine Spuren von Verwitterung, Erosion oder ähnlichen Erscheinungen unter dem Glimmerschiefer, und dieser enthält keine klastischen Granittrümmer. Die eigentümliche Verzahnung der beiderlei Gesteine hingegen

spricht für die intrusive Natur des Granites und damit für dessen jüngeres Alter. Der Vorkämpfer für das jüngere Alter des Tessiner Gneises, G. KLEMM hat 1910 denselben Eindruck genommen und in den Monatsber. der D. Geol. Ges. 1911 S. 468 darüber eine Mitteilung gemacht.

Die Beziehungen des hangenden Antigoriogneises zu den Bacenoschiefern an guten Aufschlüssen zu studieren, ist mir nicht gelungen. Im Deverotal heraufgehend sieht man jedoch, wie in den Glimmerschiefern, die teils granatreich und voll von weißen und grünen Sericithäuten, teils stark quarzhaltig, glimmerarm und nur kleine Granatkörner führend sind, ein ziemlich mächtiges weißes Marmorlager eingeschaltet ist, und daß allesamt, schwach am Gehänge ansteigend, oben an der Gneisdecke unter spitzem Winkel diskordant abstoßen. (Siehe Taf. VIII Fig. 4.) Ähnlich ist es auch auf der Karte eingetragen. Der Diskordanzwinkel ist allerdings nicht groß, aber so gestellt, als ob nicht die Schiefer ursprünglich diskordant auf dem Gneis abgelagert worden und jetzt erst durch nachträgliche Inversion aller Schichten unter den Gneis zu liegen gekommen, sondern als ob umgekehrt die Schiefer von dem später sich darauflegenden Gneis abgeschnitten worden wären.

Wir kommen also zu dem Schluß, daß das jüngere Alter der Bacenoschiefer nicht bewiesen, hingegen das jüngere Alter der Gneise im Hangenden und Liegenden sehr wahrscheinlich ist.

Sind die Bacenoschiefer mit den Granatglimmerschiefern bei Varzo gleichalterig?

Die Erläuterungen sagen (S. 20): „In dem Schiefergebiet von Varzo wurden „granathaltige Glimmerphyllite“ eng verbunden mit Triasgesteinen gefunden, namentlich im Kehrtunnel und an der Grenze gegen den aufliegenden Antigoriogneis im Cairascatal.“

Um mich davon zu überzeugen, daß diese Granatglimmerschiefer einen von den jurassischen Kalkschiefern trennbaren Horizont bilden, habe ich beide Gehänge des Cairascatales begangen. Auf der rechten Seite dieses Tales führt ein Weg von der Poststraße weg über Cionina nach Nembro, und die Karte zeichnet ein Band von Granatglimmerschiefer auf diesem Weg bis Cioina ein, das von Antigoriogneis unmittelbar über- und von jurassischem Kalkschiefer unterlagert ist. Doch schiebt sich im Süden ein 900 m langer Rauhwackenzug und bei Cioina ein 450 m langer Marmorzug zwischen den Granatglimmerschiefer und den Jura ein. Hier schienen also die Verhältnisse

sehr klar zu liegen. In Wirklichkeit fand ich es anders. Am Ausgang des Cairascatales, aber noch im Diveriatal, sieht man allerdings unter den hohen Gneiswänden mit  $15^{\circ}$  nach Süden geneigt ein gips- und glimmerreiches Rauhwackenlager von geringer Mächtigkeit austreichen, aber der Granatglimmerschiefer zwischen beiden fehlt. Am Anstieg des Trasqueraweges hingegen, wo der Granatglimmerschiefer zu sehen ist, fehlt die Rauhwacke, und auch der Glimmerschiefer verschwindet auf dem Wege nach Cioina kurz nach der Abzweigung von dem Trasquerawege unter der Moränendecke. Der hangende Gneis bildet hoch über dem Wege Steilfelsen, darunter ist Schutt und Moränenbedeckung; erst wo in einer Meereshöhe von 900 m ein von Fracchia herunterkommender Wasserriß den Weg kreuzt, steht wieder Glimmerschiefer an, schwach in den Berg fallend und noch erheblich hoch am Gehänge herauf Felsen bildend. Die untere Grenze des Antigoriogneises ist auf der Karte hier also viel zu tief herab gelegt. Als anstehende Gesteine trifft man dann erst wieder zwischen Cioinafuori und -dentro an einem kleinen Wasserriß in fast horizontaler Lagerung eine nicht sehr mächtige helle Marmorbank, darüber zunächst glimmerreichen Marmor und dann Granatglimmerschiefer. Das ist das auf der Karte eingetragene Marmorband. Die in der Cairascaschlucht darunter liegenden Kalkschiefer sind unzugänglich, und auch der darüber liegende Gneis ist nicht zu beobachten, da alles von Moräne bedeckt ist. Die Karte hat hier also den Charakter einer abgedeckten Karte, und es läßt sich nicht feststellen, ob sie den Tatsachen völlig gerecht wird.

Günstiger für die Untersuchung erwies sich das jenseitige Gehänge, wo die Kalkschiefer viel höher am Gehänge heraufsteigen. Die Karte gibt in ihnen eine Granatglimmerschiefer-einlagerung bei Maulone und eine zweite zwischen dem Kalkschiefer und dem Gneis in der Fresaiaschlucht an. Der hangende Gneis trägt ferner erheblich darüber noch einen Kalkschieferzug, der bei Proso im SO beginnt und über die Alp Convalo bis St. Domenica zieht, somit eine Längserstreckung von 6 km und eine maximale Mächtigkeit von 200 m hat. Da er wiederum von mächtigem Antigoriogneis überdeckt ist, erscheint er wie eine große Linse in diesem Gneis eingeschlossen.

Schon am Saumweg, der von Varzo nach der Alpe Veglia führt, hat man gute Aufschlüsse der sehr marmorartigen „jurassischen“ Kalkschiefer, und man kann oft Wechsellagerung mit kalkfreien granatführenden Glimmerschiefern beobachten. Im allgemeinen haben die Schiefer eine Neigung nach SW, z. T. steigt dieselbe bis  $30^{\circ}$ , höher am Gehänge aber wird sie

flacher bis sölilig. Das Granatglimmerschiefer-Lager bei Maulone tritt nicht, wie es die Karte angibt, als etwas besonderes hervor, weil solche Schiefer sowohl weiter unten als weiter oben vorkommen. In einer Mereshöhe von ungefähr 1300 m legt sich dann der Gneis über den Schiefer. Die Karte ist hier ungenau und zieht ihn im Maulone-Bach viel zu tief herab, und anderseits die Moräne über die auf der topographischen Karte bei Calendra richtig eingetragene Felswand zuweit herauf. Von Calendra bis zur Alp Convalo bleibt man im Gneis. Die Hütten dieser Alp liegen auf der rechten Seite der Fresaia-Schlucht und nicht auf der linken, wie die topographische Karte irrtümlich angibt. Sie stehen noch auf Gneis, der bis zur Waldgrenze heraufgeht; dann erst folgt darüber grobkörniger Marmor, dessen Bänke aber nicht mehr nach SW, sondern mit 10—15° bergwärts einfallen. Die unmittelbare Überlagerungsfläche ist nicht entblößt, doch besteht kein Zweifel über die Tatsache der Überlagerung. Darüber folgen dunkle Granatglimmerschiefer von höchstens 50 m Mächtigkeit und dann wieder Gneis, zu unterst biotitreich und feinkörnig, nach oben in Augengneis übergehend. Diese Gneiskuppe bildet den mit 1835 bezeichneten Hügel der Karte, wo statt dessen Moräne und Kalkschiefer eingetragen sind. Der Gneis bildet nur einen Vorsprung der dahinter etwa 400 m hoch aufragenden Gneismasse des Pizo del Balzo.

Wir sind somit hier zu dem Ergebnis gelangt, daß es unmöglich ist, den kalkfreien Granatglimmerschiefer als einen besonderen stratigraphischen Horizont von den Kalkglimmerschiefern abzutrennen. Beide Gesteinsarten stehen in inniger Wechsellagerung, und grobkörnige Marmor-Bänke sind ihnen ebenfalls eingeschaltet, in ihrer hellsten Varietät allerdings stets in der Nähe des Gneises.

Will man also den Quarzglimmerschiefer als ein für die Trias charakteristisches Gestein auffassen, so muß man alle Varzосhiefer in die Trias stellen. Aber dann wird man erst recht gewahr, daß die Bacenoschiefer als Ganzes genommen petrographisch sich von den Varzосhiefen erheblich unterscheiden, weil ihnen die vielen Kalkglimmerschiefer fehlen, und man kommt so immer wieder zu dem Ergebnis, daß keine Tatsachen vorliegen, welche bestimmte Hinweise auf das Altersverhältnis der beiderlei Schieferkomplexe zueinander geben.

b) *Die Giacomoschiefer.*

Welche Stellung nehmen die „braunen, quarzigen Schiefer mit Biotit“ ein?

Hauptsächlich im nördlichen Teile der Karte spielen diese auf der Karte mit einer grauen Farbe besonders ausgezeichneten Schiefer eine wichtige Rolle. Die Erläuterungen stellen sie in den Jura und bemerken dazu: „In einer Zone, die vom Bedrettal über St. Giacomo nach der Lebendunalp und der Alpe Busin zieht, ferner in einzelnen kleinen Teilmulden am Ostabhang des Monte Giove, sowie am Nordrand der Teggiolomulde im Talboden unterhalb der Tosafälle zeigen die Bündnerschiefer allgemein eine quarz- und biotitreiche Ausbildung. Sie erlangen so das Aussehen von plattigen, meist rot anwitternden feinkörnigen Gneisen. In der Hauptsache bestehen diese Gesteine aus Quarz, Kalkspat, wenig Plagioklas und reichlichem braunen Glimmer. Hornfelsartige Typen fehlen auch hier nicht. Als Porphyroblasten treten z. B. bei Morasco dezimeterlange Hornblendebündel auf. Helle ziemlich massige Abarten, in denen der Glimmer etwas zurücktritt, findet man oberhalb der Tosafälle. Im Val Toggia und auf der Gigelalp treten in dieser Zone, typischen Triasgesteinen benachbart, helle Muscovitschiefer auf, die Porphyroblasten von Biotit führen.“ (Erl. S. 26. 27.) Wie auch aus seinen Profilen 1—5 hervorgeht, faßt SCHMIDT diese Schiefer als eine besondere Facies der jurassischen Sedimente auf, die im Streichen in die Kalkfacies übergehe, und stützt auf ihr Angrenzen an triasische Marmore, Dolomite und Gipslager ihr jurassisches Alter. Versteinerungen sind darin noch nicht gefunden worden. Um diese „Giacomo-Schiefer“, wie ich sie der Kürze halber bezeichnen will, kennen zu lernen, bin ich von Crodo das Antigorio- und Formazzatal heraufgegangen und habe vom Tosa-Hotel aus Touren ins Griestal sowie zum Schwarz- und Kastelsee unternommen.

Auf diesem Wege sieht man zunächst, wie die Bacenoschiefer im oberen Antigoriotale unter den mächtigen Antigorio-gneismassen verschwinden und das Tal dann nur noch in diesen Gneis eingeschnitten ist bis Tuffald im Formazzatal<sup>1)</sup>. Dort

<sup>1)</sup> Das Antigoriotal endet bei Foppiano (870 m über Meer), und seine obere Fortsetzung bildet das Formazzatal, dessen Talboden bei Staffalwald 1200 m hoch liegt. Die Toce fließt von dort durch eine enge 1½ km lange Schlucht, mit der sie die über 300 m hohe Talstufe überwindet, ins Antigoriotal herab. Die untere Hälfte der Schlucht ist in den Gneis eingeschnitten, in der oberen Hälfte hat sich der Fluß seinen Weg durch eine gewaltige Bergsturzmasse gebahnt, die aus dem

kommen unter dem Gneis, weil er an beiden Talgehängen gegen Norden rasch in die Höhe steigt, wieder Sedimentgesteine zum Vorschein. Es sind aber keine Bacenoschiefer, die hier wieder zu erwarten wären. Auf der linken Talseite stehen kieselige Kalkschiefer an, über denen ein mächtiges Quarzitlager liegt. Auf der rechten Talseite hingegen steht ein heller Dolomitmarmor voll von Phlogopit, Skapolith und Tremolit an. Solche Gesteine sind den Bacenoschiefern fremd. Weiter talaufwärts bei Gurf oder Crovella wird das Tal von einem Felsriegel gesperrt, der aus NW einfallenden Quarzit- und Glimmerschiefern gebildet ist, und ein zweiter Riegel von mit  $50^{\circ}$  nach NW geneigtem, hellem Quarzitschiefer sperrt das Tal bei Unterfrutt. Dann folgt der Lebendungneis der 143 m hohen Tosawasserfallwand, dessen Bänderung unter Winkeln von  $40^{\circ}$  und mehr nach NNW geneigt ist. Der Schiefer verschwindet somit hier unter dem Lebendungneis und nicht, wie man erwarten sollte, wieder unter dem Antigorio. Da Herr ARNDT die interessanten Kontaktverhältnisse bei Tuffald zu beschreiben übernommen hat, will ich darauf hier nicht näher eingehen.

Etwa 400 m talaufwärts vom Hotel erreicht der Lebendungneis auf der linken Talseite bereits sein Ende, und es folgen jene Giacomoschiefer, die aber von dem Gneis durch eine Lage von stellenweise granatführendem Glimmerschiefer und einem mehrere Meter mächtigen Marmorlager getrennt sind. Sie fallen mit  $40^{\circ}$  gegen SO unter den Gneis ein und liegen selbst auf dem Giacomoschiefer. Beachtenswert ist es, daß die Bänderung des Gneises entgegengesetzt gegen NW einfällt, und nur am Kontakt mit den Schiefen längs des Weges, der herauf zur Gigenalp führt, gewahrt man Einfallen nach S.

Der Giacomoschiefer baut nicht nur den Riegel auf, der den Talboden von Oberfrutt von dem Kehrbächli trennt, sondern auch den ganzen Höhenzug, der vom Rotebalmhorn sich gegen Kehrbächli herabzieht. An der Brücke unterhalb Kehrbächli liegen mitten im Tal drei kleine Hügel, der links von der Toce ist auf der topographischen Karte nicht eingetragen. Auch er besteht aus SO fallendem Schiefer, dem aber im Hangenden noch eine Lage von Kalkschiefer aufgesetzt ist. Ähnlich wie bei Oberfrutt legen sich also die Kalksedimente auch hier auf den Giacomoschieferzug, der bis zum Neufelgiugraben eine

Tal des Riebo vom Wandfluhmassiv sich herabgewälzt hat bis zur Geschenbrücke. Es ist ein gewaltiger Trümmerhaufen, der auf der Simplonkarte irrtümlich als anstehender Gneis eingezeichnet wurde und ehemals das Formazzatal herauf bis Andermatten in ein Seebecken umgewandelt haben muß.

Breite von beinahe  $1\frac{1}{2}$  km hat. Bei Moraschg auf der linken Talseiteliegen diese Schiefer hingegen auf Kalkschiefer unmittelbar auf, und von der Rauhwacke, die in der Karte hier eingetragen ist, fehlt jede Spur. Sie steht aber im Neufelgiugraben an dessen rechtem Gehänge an und schiebt sich hier zwischen den Giacomoschiefer und den Kalkschiefer des Banhornes ein. Das Gelände ist freilich stark verschüttet, und es ist deshalb der Kontakt der Rauhwacke sowohl mit den hangenden wie auch den liegenden Schiefen unsichtbar. Wo der Griesbachweg in Serpentin die hintere, fast 200 m hohe Welschenbieler Talstufe heraufführt, stehen mit steiler Neigung nach SO und zu-

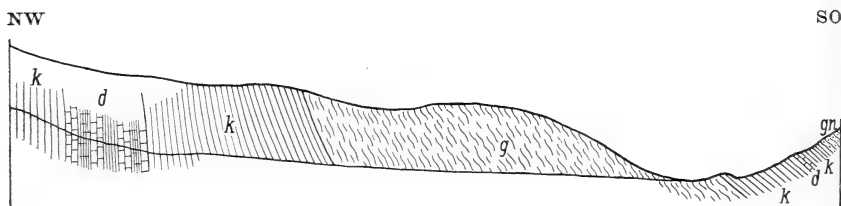


Fig. 14.

Profil durch das linke Gehänge des Griestales. 1:36000.

gn Lebendun-Gneis, d Dolomit in Wechsellagerung mit Marmor und Schiefer, k glimmerreiche, z. T. granitführende Kalkschiefer, g Giacomoschiefer.

letzt ganz seiger erst eine Marmorbank, dann mehrere Dolomitbänke an, die durch Gips und Schiefer voneinander getrennt sind. Danach folgen granatreiche Kalkschiefer und nach der Simplonkarte würden im Bettelmatter Talboden noch mehrere Rauhwackenzüge sich einschalten, bis zu denen ich aber wegen einbrechender Dunkelheit nicht mehr vordringen konnte. Die Kartierung an den Welschenbieler Weg-Serpentin stimmt nur im allgemeinen mit meinen Beobachtungen.

Die Giacomoschiefer sind somit von Kalkschiefern im Norden unter- und im Süden überlagert. Die nördlichen Kalkschiefer enthalten im Liegenden eine ungefähr 400 m breite Dolomit- und Gipszone, und wenn man diese als Vertreter der Trias ansieht, dann gehören die hangenden Kalkschiefer entweder auch noch als obertriasische Schichten hierzu oder schon zum Jura. Die Giacomoschiefer könnten somit als noch jüngere Vertreter des Jura aufgefaßt werden. Gegen Süden sind sie von Kalkschiefern überlagert, die aber nicht nur die schon erwähnte Marmorbank, sondern, wenn man ihnen im Streichen gegen den Giacomopaß folgt, auch mehrere Dolomitbänke und ein Gipslager einschließen, so daß sie ebenfalls als triasisch gelten können.



Wenn also das Griestalprofil als eine nach Norden übergekippte Mulde gedeutet wird, dann liegen die Giacomoschiefer als Jüngstes im Muldenkern und könnten entweder noch jünger als Lias sein oder diesen als eine besondere Facies vertreten. Spuren einer Diskordanz zwischen ihnen und den Kalkschiefern habe ich nicht wahrnehmen können, und so ist es zunächst recht wahrscheinlich, daß sie noch der Juraformation angehören. Aber Sicherheit besteht darüber nicht.

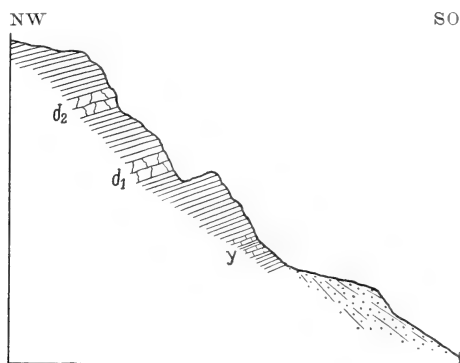


Fig. 15.

Felsriff oberhalb des Giacomoweges in 2010 m Meereshöhe, 500 m westlich von K des Wortes Kastelsee.

Im Kalkglimmerschiefer liegt 1 m Gips (y) mit glimmerigen Zwischenlagen. Die Dolomitbänke (d 1 und d 2) sind je 1,5 m mächtig.

Im Formazzatal bei Unterfrut und am Westufer des Kastelsees gibt die Karte isolierte, aber größere Partien ähnlicher Schiefer an. Was sie von den echten Giacomoschiefern zu unterscheiden scheint, ist ihre enge Verknüpfung und Wechselagerung mit Kalkschiefern sowie ihre meist helle Farbe, wodurch sie petrographisch sich anderen Quarziten sehr nähern, die im Gebiet der Bedrettomulde nicht allzuselten den liasischen Kalkschiefern eingelagert sind. Es liegen somit keine zwingenden Gründe vor, sie stratigraphisch mit den Giacomoschiefern zu vereinigen.

c) *Die hellen quarzitischen Schiefer mit Sericit.*

Diese oftmals auch granatführenden Gesteine rechnet die Karte zur Trias. Ihre Hauptverbreitung liegt im Nordosten des Kartenblattes. Kleinere Vorkommen sind, mit Ausnahme einiger Partien im Binnental, am Gipfel des Teggiolo und bei

Visp, nicht eingetragen worden. Tatsächlich sind sie an vielen Stellen anzutreffen, aber gewöhnlich in so enger Verknüpfung mit Marmor und Dolomitlagern, daß selbstverständlich eine Eintragung auf der Karte ausgeschlossen ist. Die Erläuterungen machen mit Recht darauf aufmerksam, daß ähnliche Gesteine auch in den „jurassischen“ Kalkschiefern zu finden sind und es für einzelne Vorkommnisse schwer ist, eine Altersentscheidung zu treffen.

In der Nordostecke der Karte habe ich diese Gesteine am Schwarzsee und Kastelsee kennen gelernt, wo sie eine große Verbreitung haben. Bei der Gigelalp und am Schwarzsee liegen sie auf dem Gneis. Es ist, da beide ähnliche Farben haben, nicht leicht, die Grenzlinie zwischen ihnen aufzufinden, und sie verläuft tatsächlich anders, als die Karte sie angibt. Die Häuser der Alp stehen noch ganz auf Lebendungneis, und erst etwa 80—100 m weiter oben am Gehänge des Gigelalpbirges, der dem Gigelhorn gegenüberliegt, wird dieser von Quarzit überlagert, der jedoch mitsamt den ihn begleitenden anderen Schiefergesteinen nur eine Mächtigkeit von etwa 40 m hat. Aber auf dem nach Osten gemächlich ansteigenden Bergrücken liegt nicht Juraschiefer, wie die Karte es angibt, sondern von neuem Lebendungneis darüber. Das Nordgehänge dieses Bergrückens, wo es sich gegen den Gigelbach<sup>1)</sup> herabsenkt, läßt ein gutes Profil beobachten, von oben nach unten (Fig. 16):

flach nach Süd geneigter Gneis,  
heller quarzitischer Schiefer (4 m),  
gelber Kalkschiefer (1 m),  
granatführender dunkler Glimmerschiefer zu unterst, mit  
Hornblende-Garben,  
Marmorlager,  
Dolomitlager,  
Marmorlager,  
Kalkglimmerschiefer.

Das Südgehänge des Gigelalprückens besteht fast ganz aus Gneis, denn der Schieferzug ob der Gigelalp keilt sich ungefähr an dem kleinen in 2350 m Höhe liegenden See aus. Aber hart über dem Seealpbach bei 2600 m Höhe ist als Erosionsrest eine Kappe von Schiefer auf dem Gneis erhalten geblieben, die ursprünglich jedenfalls mit der größeren Schiefer-

<sup>1)</sup> Der Gigelbach ist auf der Karte nur im Oberlauf richtig eingetragen. Bei ch des Wortes Gigelbach biegt er nach SW um und läuft durch eine enge Felsschlucht in den Bach, der auf der Karte keinen Namen führt, aber von den Häusern der Gigelalp herabkommt.

decke am Schwarzsee und Tällhorn zusammengehangen hat. Das Felsbecken des Schwarzsees ist nicht in Gneis, sondern in Quarzit eingesenkt, der über dem Gneis liegt. Die flach muldenförmig verbogene Schieferkappe des 2515-m-Höhenrückens besteht zu unterst aus mächtigen hellen Quarziten, darüber liegt Granatglimmerschiefer, dann quarzitischer Glimmerschiefer, darüber 1 m gelber Marmor, und zuletzt das Ganze krönend wieder Granatglimmerschiefer. Die Quarzitschiefer über der Gigelalp ziehen ohne Unterbrechung nordwärts über den Gigelnbach auf den Felskamm, welcher den Kastelsee auf der

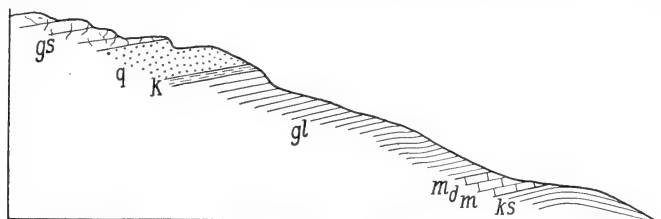


Fig. 16.

Profil in Abstieg vom Gigelalpberg zum Kastelsee.

gs Gneis, q heller Quarzit (4 m), k gelber Kalkschiefer (1 m), gl granatführender dunkler Glimmerschiefer, m Marmor, d Dolomit, ks Kalkglimmerschiefer.

Westseite begrenzt. Die Schiefer fallen wenig steil nach OSO ein. Der helle biotitführende Quarzit liegt auf dem Gneis, der die Steilwände gegen das Toggiatal aufbaut und seine Abgrenzung von diesem erfordert Sorgfalt. Er wechsellagert aber mit Kalkschiefer, der zu oberst auf dem Grat erheblich zunimmt. Am Fuße der Gneiswände ragen aus dem stark überschütteten Gehänge, von dem sich der Weg von Oberfrutt zum S.-Giacomo-Paß heraufzieht, einzelne größere Felspartien hervor, die aus Granatglimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer, Dolomit und Gips bestehen und schwach in den Berg, also unter dem Gneis einschießen. Diese am Gigelnbach etwa 400 m hohen Gneiswände nehmen gegen Norden rasch an Mächtigkeit ab, und kurz vor den Hütten „Im Moos“ keilt der Gneiszug zwischen den liegenden und hangenden Schiefen ganz aus, in die er also wie eine Zunge hineingreift. Man kann an einen liegenden Sattel denken, dessen Gneiskern in den Berg hineinstreicht. Aber weder im Gneis noch im Schiefer ist von einer sattelförmigen Umbiegung etwas zu sehen. Auf der Karte ist diese Gneißzunge um etwa 700 m zu kurz eingezeichnet. Vielleicht setzt sie noch weiter fort, doch die gewaltigen Schuttmassen, welche die Talstufe Kastel-Fischsee bedecken, verhindern

jede weitere Beobachtung<sup>1)</sup>. Ein kleiner Gneisgang erscheint am S.-Giacomo-Weg etwa 200 m von den Häusern „Im Moos“ entfernt inmitten der liegenden Schiefer. Er gehört wohl einer kleinen Gneisapophyse an. Herr ARNDT wird sie eingehender schildern.

Die stratigraphisch enge Verknüpfung dieser hellen Quarzite mit den Dolomiten ist klar, und wenn diese triasisch sind, dann gehören auch die Quarzitschiefer zur Trias.

*d) Die sonstigen Kalksedimente auf der Südseite des Simplon.*

Wenn wir von den schon besprochenen Teilen der Karte absehen und nur die Gebiete ins Auge fassen, die unmittelbar südlich der Simplonpaßhöhe und des Bergzuges liegen, der sich von dort über das Bortelhorn zum Ofenhorn zieht, dann ergibt sich eine große Ähnlichkeit der Sedimente mit denen im Norden, und wie dort lassen sich die Kalkglimmerschiefer, die mit Dolomit, Gips und dickbankigen Marmorlagern in enger Verbindung stehen, von solchen, die davon frei sind, im allgemeinen wohl unterscheiden, aber ob damit auch eine stratigraphische Gliederung gewonnen ist, bleibt hier noch zweifelhafter als im Norden. Eine Tatsache, die sich jedem Besucher dieser Gegend bisher aufgedrängt hat, ist die, daß über und unter den Gneisen die hochkrystallinen Marmore und Granatglimmerschiefer vorwalten und in größerer Entfernung von den Gneisen die Kalkphyllite liegen. Die meisten haben dies so gedeutet, daß jene Gesteine älter als diese sind, weil sie den Gneis für das älteste halten, und in allen den Fällen, wo Marmore inmitten der vom Gneis entfernteren Kalkphyllite auftreten, haben sie konsequenter Weise Einfaltung der älteren Marmore in die jüngeren Phyllite angenommen. So sind jene schlangenförmigen schmalen Deckfalten entstanden, welche die modernen Profile im Simplongebiet auszeichnen. Die erforderlichen Umbiegungen innerhalb dieser liegenden Falten sind zwar nicht nachzuweisen, aber man nahm an, daß diese großartige Faltung mit einer so gewaltigen Dynamometamorphose verbunden gewesen sein müsse, daß dabei die Faltungsstrukturen ganz verloren gingen.

<sup>1)</sup> Auf der Karte ist dieses weit ausgedehnte Blockmeer, das vom Abfluß des Kastelsees durchbrochen ist, als ältere Moräne bezeichnet. In Wirklichkeit ist es der Schuttstrom eines gewaltigen Bergsturzes, der von den Gneiswänden der Fiorina, wahrscheinlich bei der Bocchetta Val Maggia, einstmals niedergegangen ist, und dem der Kastelsee seine Entstehung verdankt.

Bedenken sind dagegen laut geworden. Die krystallinen Sedimentgesteine zeigen z. T. so deutliche Wirkungen von Kontaktmetamorphose, und dies umsomehr, je näher sie an den Gneisen liegen, daß es naheliegt, in diesen Gneisen die Ursache der Umwandlung zu suchen. Sie müßten dann freilich magmatische Intrusionen und somit jünger als die Sedimente sein. Für das Simplongebiet haben sich in diesem Sinne WEINSCHENK, LINDEMANN und neuerdings auch KLEMM ausgesprochen. Auch die Frage, ob Dynamometamorphose und Kontaktmetamorphose imstande sind, gewöhnliche Sedimente ganz in der gleichen Weise umzuwandeln, so daß die Neubildungen an sich die Verschiedenartigkeit der bewirkenden Kräfte nicht erkennen lassen, ist auf theoretischem Wege erörtert worden, ohne daß es bis jetzt gelungen ist, eine befriedigende und übereinstimmende Antwort zu finden.

Leichter und schneller ist ein Ergebnis zu erwarten, wenn man auf die Frage in dieser Allgemeinheit gar nicht eingeht, sondern sich darauf beschränkt, zu entscheiden, ob die Gneise im Simplongebiet älter oder jünger als die Sedimente sind. Im ersteren Falle können jene ja eine Kontaktmetamorphose auf diese gar nicht ausgeübt haben, im letzteren Falle hingegen wäre dies nicht nur möglich, sondern selbstverständlich. Wir müssen uns deshalb mit dem Alter der Gneise beschäftigen.

## 6. Das Alter der verschiedenen Gneise.

Daß die sogenannten Berisalgneise diesen Namen nicht verdienen, sondern Schiefer sind, die nur stellenweise von granitischen Intrusionen durchsetzt werden, ist allseits anerkannt. Auch darauf habe ich bereits hingewiesen, daß der Eisten- und der Gantergneis und wahrscheinlich auch der Crodogranit in die Kalksedimente eingedrungen, also jünger wie diese sind, und daß die sogenannten Konglomerate von Eisten und Im Stafel als solche nicht gelten können. Es bleibt also das Alter des Antigorio-, Lebendun- und M.-Leone-Gneises zu untersuchen übrig.

### a) *Der Monte-Leone-Gneis.*

Da der Gantergneis nur eine Abzweigung des Leonegneises ist, so spricht dieser Umstand allein schon auch für dessen intrusive Natur. Es gibt dafür aber noch weitere Beweise.

Im Süden des Helsenhornes liegt der Monte Moro (2945 m), dessen Gipfelkegel ganz aus Leonegneis besteht. An seinem

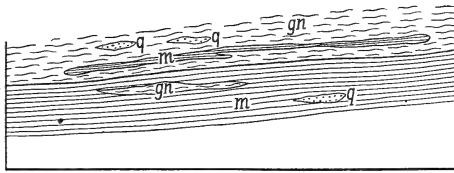


Fig. 17.

Am Nordgehänge des Paso di Valtendra (M. Moro) 1:100.

Kontakt des Antigoriogneises (gn) mit dem Marmorschiefer (m). Die Quarzknauer (q) führen Turmalin.

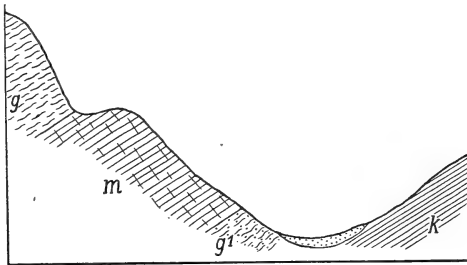


Fig. 18.

Profil durch den Paso di Valtendra. 1:1000.

g Antigoriogneis, g1 granatführender Gneis, m marmorartiger Kalkglimmerschiefer, k Kalkglimmerschiefer.

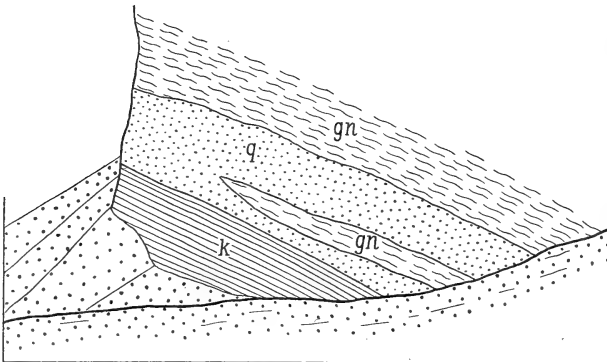


Fig. 19.

Zu unterst am Nordfuß der Punta Amoincei, oberhalb Laghi delle Streghe.

gn Gneis, k Kalkschiefer, q quarzreiches Kalkgestein.

Nordfuß auf der Höhe des Paso di Valtendra (2347 m) sieht man ein mächtiges Marmorlager mit nördlicher Neigung unter den Gneis verschwinden. Der körnige helle Marmor wechselagert mit glimmerigem Marmorschiefer. Der Kontakt mit dem Gneis ist leicht zugänglich und gut aufgeschlossen. Turmalinführende Quarzknauer stecken längs der Grenzfläche sowohl im Gneis als auch im Marmorschiefer, der in geringer Entfernung vom Kontakt auch einen schmalen längeren Streifen von Gneis einschließt, annähernd parallel zur Schichtung, und ein doppelt so langer Streifen von Schiefer liegt im Gneis. Mit der Annahme eines archaischen Alters des Gneises stimmt das nicht überein. Höher oben an der Gneiswand sieht man noch einen Streifen dunklen Glimmerschiefers im Gneis eingelagert. Am Fuß des Marmorlagers kommt darunter ein ungefähr 7 m starkes Lager von granatführendem Gneis zum Vorschein, während das ansteigende Berggehänge im Süden des Passes aus Kalkschiefer aufgebaut ist. Auf der Simplonkarte ist dieser Gneis als Lebendungneis eingetragen. Er soll danach noch ein gutes Stück am Gehänge heraufgehen, was ich aber nicht bestätigen kann. Mit dem eigentlichen Lebendungneis hat der am Joch keinen sichtbaren Zusammenhang, es ist wahrscheinlich ein besonderer Lagergang.

Am Fuß des Nordausläufers des Monte Leone, westlich von Laghi delle Streghe auf der Vegliaalp liegt der Leonegneis auf einem quarzreichen Kalk, der von Kalkschiefern unterlagert ist. In ihn ist eine Gneisapophyse lagerförmig von unten herauf eingedrungen.

In diesen beiden Fällen gewinnt man den Eindruck, daß der Gneis jünger ist und sich in die Kalksedimente parallel zu ihrer Schichtung eingedrängt hat, einzelne ihrer Lagen ablätterte und sich dazwischenschob.

#### b) *Der Lebendun- und Valgrande-Gneis.*

Von den Verfassern der Karte wird die Hauptmasse dieser Gneise zu den Paragneisen gestellt, es „sind dünnsschichtige, biotitreiche, oft calcitführende Gneise. . . . Charakteristisch für den Lebendungneis in seiner Gesamtheit sind Einlagerungen, die an Konglomerate erinnern. Diese im Durchschnitt meist elliptischen Einschlüsse werden oft mehrere Dezimeter lang. Sie häufen sich lagenweise. . . . Ihr Gestein ist aplitartig. Manchmal sind diese geröllähnlichen Bildungen von Glimmer flaserig umsäumt, manchmal verschmelzen sie mit dem Nebengestein. . . . Doch trifft man auch massige Gesteinstypen z. T. eruptiver Natur . . . grobbankige Zweiglimmergneise und Augen-

gneise, die gewissen Varietäten von Antigoriogneis und Ofenhornogneis vergleichbar sind. Verbreiteter sind feinkörnige, aplitartige Typen.“ Man ersieht aus diesem Wortlaut, daß die „Konglomerate“, wie sie kurzer Hand auf der Karte bezeichnet werden, als solche doch recht unsicher sind. Größeren aplitartigen Massen im Lebendungneis wird eruptive Natur zugesprochen, die kleineren elliptischen, aplitartigen Massen hingegen werden als geröllähnlich bezeichnet. Die ersteren müßten dann jedenfalls jünger als die letzteren sein, wenn deren Geröllnatur wirklich behauptet werden will. Wo aber kamen diese Gerölle her, warum bestehen sie alle ohne Ausnahme aus Aplit, und weshalb kommen mit ihnen keine Gerölle von anderen Gesteinsarten vor? Wenn sie hingegen nur „geröllähnlich“, aber keine wirklichen Gerölle sind, welche Beweise hat man dann für die Paragneisnatur des Lebendungneises? Um auf diese Fragen eine Antwort zu finden, habe ich mehrere der Stellen aufgesucht, wo Konglomerate in den Gneisen auf der Karte eingetragen sind. Eine solche, leicht zugängliche Stelle liegt bei Cologno im oberen Deverotal, und ich beschloß, im September 1909 dieselbe zu besuchen. Als ich aber von Crodo aus Goglio<sup>1)</sup> erreicht hatte, war der Weg nach Cologno wegen Sprengarbeiten gesperrt, und ich mußte mich begnügen, die zahlreichen Gneisblöcke zu untersuchen, die am Gehänge bei Cugnesco herumliegen und von oben über die steilen Kalkwände herabgestürzt sind. Für das Studium der „Konglomerate“ erwiesen sie sich als ganz vorzüglich. Aplit-schmitzen, die auf einer Seite des Gneisblockes oft wirklich etwas an Gerölle erinnerten, stellten sich stets als dünne, lagenförmige Partien heraus, wenn man sie bis auf die andere Seite verfolgte oder durch Anschlagen mit dem Hammer bloßlegte. Ihre Grenzen gegen den Gneis waren allerdings scharf, aber um diese Schmitzen als Gerölle zu erklären, müßte man eine großartige mechanische Deformierung derselben zu Hilfe zu nehmen, von der jedoch weder die Struktur der Aplitmasse noch des

---

<sup>1)</sup> Bei den gegenüber von Goglio auf dem linken Ufer des Devero liegenden Häusern gibt die Karte eine kleine Partie von Kalkphyllit unter einem Marmorlager an, auf dem bei 1230 m Meereshöhe der Antigoriogneis liegen soll. In Wirklichkeit ist davon nichts zu sehen, da das ganze Gehänge herauf bis zur Höhe von 1350 m von Schutt und Felsblöcken bedeckt ist. Von 1350—1500 m Meereshöhe steht der Gneis an, und darüber bauen sich die Steilwände von Kalkphyllit auf, an deren Südfuß die Häuser von Ausone liegen. An der Auflagerungsfläche entspringen starke Quellen. Auch der Marmorstreifen, der gerade unter dem Wort Cugnesco zwischen dem Gneis und dem hangenden Kalkphyllit eingezeichnet ist, fehlt. Ich halte es für ausgeschlossen, daß die Eintragung auf Beobachtung beruht.



umgebenden Gneises etwas zeigt. Ich habe später noch öfters solche „Konglomerate“ im Lebendungneis angetroffen, aber niemals irgendwelche Anhaltspunkte für die Geröllnatur der apolitischen Linsen gefunden.

Der feingebänderte und biotitreiche Lebendungneis unterscheidet sich von dem Antigorio- und M.-Leone-Gneis ziemlich gut; aber ohne scharfe Grenzen geht er sehr häufig in glimmerärmere, etwas grobkörnigere und augengneisartige Varietäten über, die im Handstück mit jenen zwei anderen Gneisarten leicht verwechselt werden könnten. Ich stelle ihn deshalb ebenfalls zu den Orthogneisen und habe dafür auch eine Reihe anderer Beweise, die ich im einzelnen besprechen will.

Es ist eine besondere Eigentümlichkeit des Lebendungneises, daß er häufig nur geringe Mächtigkeit besitzt. Auf der Karte zieht er sich als ein schmales hellrötliches Band in zahlreichen Biegungen zwischen den großen Massen des Antigorio-, Monte-Leone- und Ofenhorn-Gneises hindurch, welche letztere mit einer gemeinsamen dunkelroten Farbe bezeichnet sind. Zwischen diesen beiden Farben erscheinen aber stets noch gelbe und blaue, sie trennende Streifen, die im Süden sehr schmal sind, gegen NO aber immer breiter werden. Zugleich fällt es auf, daß mit diesem Breiterwerden auch der Lebendunstreifen breiter und unregelmäßiger wird. Am Fuß des Monte Carnera zweigt sich ein Seitenast von ihm ab und zieht über Val Grande nach dem Pizzo di Valtendra, wo er zweispitzig endet. Der Hauptast läuft hingegen quer durch die Karte bis an ihren Rand und sendet an einigen Stellen noch kurze Ausläufer ab. Nach der Auffassung der Karte entspricht dieses Band einem großen, aber ganz dünnen liegenden Gewölbe archaischer Gneise, daß sich in kleinere Seitengewölbe spaltet, von denen das Val-Grande-Gewölbe das bedeutendste ist.

Die Höhe dieses liegenden Gewölbekernes beträgt demnach mehr als 20000 m, seine Dicke 30—400 m, und es müßte angenommen werden, daß der in diesen Kern eingefaltete Gneis nur 15—200 m mächtig ist, da er ja doppelt liegt und unten und oben von Trias- und Juraschichten umhüllt sein soll, deren Mächtigkeit nach der Karte im Süden oft 50 m nicht erreicht, im Norden aber erheblich bedeutender wird.

Es gilt also zu untersuchen, in welchem Kontaktverhältnis dieser Gneis zu den ihn einschließenden Sedimentgesteinen steht.

Ein leicht zugänglicher Aufschluß liegt am Wege von Varzo nach der Alpe Veglia, da wo die Cairasca über die Felsstufe von Cropalla oberhalb Nembro herabschießt. Der Lebendungneis

ist am Saumweg, der in Serpentin ansteigt, gut aufgeschlossen und stellenweise erfüllt mit jenen Aplitlinsen, die in den gebänderten Gneis eingeschaltet sind. Sie liegen auch hier wie überall, wo ich sie gesehen habe, nicht nach Art von Konglomerat-bildenden Geröllen dicht aufeinander, sondern jedes für sich im Gneis, und sie sind auch nicht besonders „geröll-ähnlich“. Am Wege sieht man, wie sich (s 1) ein 0,5 m breiter Schiefer mit quergestellten Glimmerblättchen im Gneis plötzlich einstellt, aber rasch wieder auskeilt, es folgt ein zweiter (s 2), etwas kalkhaltig, und ein dritter (s 3) in kurzen Abständen. Sie keilen alle links am Gehänge herauf aus, ebenso wie ein vierter

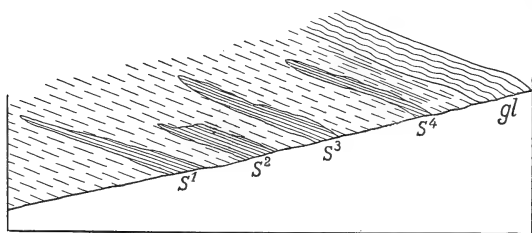


Fig. 20.

Am Weg von Nembro zur Cap. del Cropalla im Cairascatale. 1:140. Lebendungneis mit vier Schiefereinschlüssen (s1–4). Darüber folgt kalkarmer granatführender Glimmerschiefer (gl).

(s 4), über dem dann aber die Decke des kalkarmen und granatführenden Glimmerschiefers folgt; jedoch ist die etwa 1 m breite Zone zwischen ihm und dem vorausgegangenen Schieferlager eine Mischung von Gneis und Schiefermaterial und macht durchaus den Eindruck einer Schieferzone, die von dem Gneis ganz durchtränkt worden ist.

Der Lebendungneis erscheint somit hier als ein jüngeres Intrusivgestein in den Schiefen, und nicht als ein älteres archaisches Gestein, auf dem der Schiefer abgesetzt wurde.

Über diesem nicht sehr mächtigen Lebendungneis lagern etwa 400 m Glimmerschiefer, die nach oben kalkreicher werden und mit quarzitischen Schiefen wechsellagern. Erst erheblich weiter oben am Wege folgen die gewöhnlichen Kalkschiefer jedoch auffallenderweise mit verändertem Streichen, die hoch oben von einem zweiten Gneislager gekrönt werden, welches die steile Felswand bildet, mit der das eigenartige Hochtal Valgrande gegen Osten abfällt. Auf dieser zwei Kilometer breiten und schwach gegen Westen sich senkenden Gneisplatte liegt der See von Avino, und

über demselben steigen die 1000 Meter hohen Gneiswände des Monte Leone auf. Dazwischen kommen am Fuß der Wände an wenigen Stellen unter dem mächtigen Gehängeschutt einige feste Felsriffe von Dolomit und Schiefer zum Vorschein, die den Valgrande-Gneis von dem Leonegneis trennen sollen. In Wirklichkeit ist die Sachlage nicht so einfach. Der Valgrande-Gneis, der das östliche Ufer des Lago d'Avino umsäumt, bildet auch den Felsrücken, der den See im Norden aufstaut. Nach der Karte endet er gleich 100 m westlich des Punktes 2291, und nur durch eine schmale Schuttzone von ihm getrennt, in der die Kalkschiefer zu erwarten wären, steht etwa 100 m höher am Gehänge der Leone-Gneis an. Es ist aber leicht festzustellen und durch die Felsarbeiten, welche die beabsichtigte Stauung des Sees 1911 nötig machte, vollständig klargelegt worden, daß der Valgrande-Gneis sich vom Punkt 2291 ohne Unterbrechung auch um die Westseite des Sees herumzieht und die auf der topographischen Karte eingezeichnete untere Felsstufe aufbaut. Nach Süden zu verschwindet diese Stufe stellenweise unter dem Gehängeschutt, sie zieht sich aber gleichzeitig höher am Berggehänge herauf und erreicht zwischen dem hinteren Ende des Sees und dem Stichelgrat eine Höhe von ungefähr 2500 m, während sie am unteren Seende 2400 m nicht ganz erreicht.

Die Karte gibt westlich vom hinteren Seende eine kleine Partie triasischer Rauhwacke an, die direkt vom Leonegneis überlagert sein soll. Es ist das aber jener Valgrande-Gneis und die „Trias“ geht nordwärts nicht über den kleinen Wasserlauf herüber, sondern kommt nur auf der Südseite zum Vorschein als ein schmaler Felsrücken, der sich westwärts vom Gehänge heraufzieht. Die Schichten haben eine Mächtigkeit von über 46 Meter, fallen gegen NW ein und sind nach oben und unten von Gneis begrenzt. Auf der Nordseite dieses Felsriffes hat es den Anschein, als ob der Gneis und die Kalkschichten konkordant lägen, auf der Südseite sieht man aber die Grenzlinie in deutlichster Diskordanz zum Schichtverlauf. Auch der untere Gneis liegt nicht konform und sendet sehr deutlich eine apophysenartige kurze Zunge in die Schiefer. Letztere bestehen aus einer unter sich konkordanten Reihenfolge von Marmor, Dolomit und Quarzitbänken sowie Quarzglimmerschiefern (Fig. 21—23).

Das Ganze erscheint wie eine große Sediment-scholle, die im Valgrande-Gneis eingeschlossen worden ist. Für die Annahme einer muldenförmigen Einfaltung dieser Kalkgesteine zwischen zwei archaische Gneisfalten lassen sich

hier keinerlei Anhaltspunkte finden, vielmehr spricht alles dagegen.

Der Boden des Piano d'Avino besteht ebenfalls aus Valgrande-Gneis, aber oft trifft man auf demselben auch größere Partien von flachgelagerten Glimmerschiefern. Ihre Anwesenheit erklärt sich gerade so wie die an dem Felsriff.

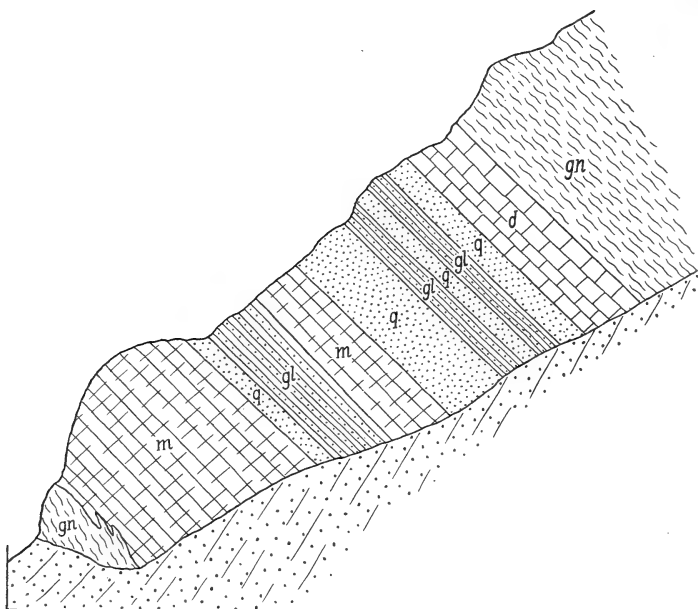


Fig. 21.

Nordseite des Felsriffes am SWEnde des Lago d'Avino. 1:600.

gn Gneis, d Dolomit, m Marmor, q 1—4 Quarzitlager, gl Glimmerschiefer.

Der Valgrandegneis zieht sich südwärts gegen den Monte Carnera und auf der Ostseite um denselben herum nach dem Pizzo Cornacchia. In den nach Ost gekehrten Steilwänden war es mir unmöglich, die Kalk- und Gneisgesteine genau zu verfolgen und voneinander abzutrennen. Merkwürdig ist aber, daß nicht nur zwischen dem Leonegneis, der die Gipfelpyramide des Pizzo Carnera aufbaut, und dem Valgrandegneis ein Band von Kalkgesteinen hindurchzieht, sondern daß ein Band auch mitten in den Steilwänden des Valgrandegneises eingeschlossen erscheint.

Der Lebendogneis, den wir vorher am Wege nach Alpe

Veglia kennen gelernt haben, soll ebenfalls nach dem Pizzo Cornacchia heraufstreichen, um sich da mit dem Valgrandegneis zu vereinigen. Dabei wird die 400 m dicke Schieferlage, die an jenem Wege beide Gneise trennt, nach Angabe der Karte immer schwächer und ist an der Cornacchia nur noch einige Meter breit. Diese Schieferlage wird als eine ausgequetschte Separat-

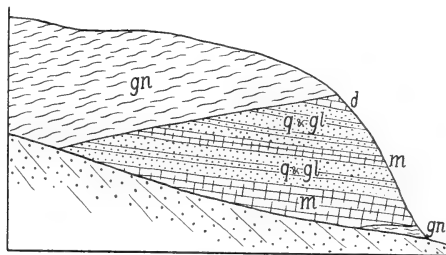


Fig. 22.

Südseite des Felsriffes der Fig. 21. 1:2400.

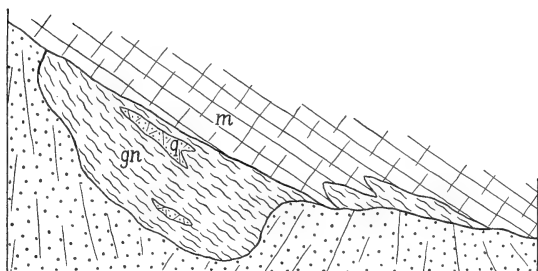


Fig. 23.

Südostfuß desselben Felsriffes. 1:190.

gn Gneis mit Quarzknuern (q), m glimmerreicher Marmor.

mulde gedeutet. Man kann ihr dünnes Ende sehr gut sehen, messen und untersuchen, wenn man von Paso Possette am Nordhang des P. Cornacchia heraufsteigt.

Die Bänderung im Gneis verläuft dort horizontal mit schwacher Neigung gegen Norden. In einer Höhe von annähernd 2400 m liegt ein im Maximum 4 m starkes Kalkglimmerschieferlager in diesem Gneis; es ist im Hangenden und Liegenden scharf von diesem abgegrenzt und kann in dieser fast schwebenden Lage einige hundert Meter weit verfolgt werden, bis es unter Gehängschutt verschwindet. Gegen SO scheint es im Gneis am Grat oben aufzuhören. Der Gneis ist zweiglimmerig wie der

Leonegreis, nur viel feinkörniger und glimmerreicher, in seiner Zusammensetzung sehr monoton, aber deutlich zur Augengneis-Struktur neigend.

Diese Glimmerschiefer-Einlagerung ist auf der Karte nicht exakt eingezeichnet. Ob ihr Verlauf auf der Südseite des Grates richtiger ist, kann ich nicht sagen, weil ich keine Zeit hatte hinüberzugehen. Aber auf der Nordseite hätte er als ein von NW nach SO gerichteter kleiner Streifen zu erscheinen. Von dem steil nach Norden am Gehänge heruntersteigenden und an der Basis des gegenüberliegenden Felsvorsprunges wiederauftauchenden Ast ist nichts zu sehen. Er scheint nur eingezeichnet, um zu zeigen, wie sich die Verfasser der Karte die Abzweigung des Valgrande-Gewölbes von dem Lebendungswölbe gedacht haben.

Es entspricht die Vorstellung den Tatsachen besser, daß der Kalkschieferstreifen am Cornacchia ein Einschluß im Gneis ist, ebenso wie die Kalkscholle am Lago d'Avino. Der Gneis von Cornacchia hängt unmittelbar durch die Ostwände des Carnera mit dem Valgrandegneis zusammen, ob aber der Lebendungneis von Nembro mit dem von Cornacchia zusammenhängt, ist ungewiß und sehr zweifelhaft. Jedenfalls fehlen die charakteristischen Aplitlinsen hier vollständig.

Auffällig ist die große Mächtigkeit, welche der Lebendungneis im Formazzatal hat. Gegenüber den Mächtigkeiten von 100—400 Meter im SW des Kartenblattes sieht man hier plötzlich diesen Gneis in den Bergmassiven des Monte Giove und Fregelihornes, des Tälihornes und Basodinos bis zu 900 Meter anschwellen, aber südwestlich des M. Giove sinkt das Gneisband bei der Alpe Civen bereits auf weniger als 200 m herab, und wenn es beim nahen Pizzo Pojala auch wieder auf 400 m anschwillt, so verschmälert es sich doch nachher wieder, bald auf sogar 150 m. Die mächtige Lebendungneismasse des Basodino und Tälihornes entsendet gegen Norden zwei Ausläufer. Der westliche springt vom M. Castello der Simplonkarte (Gigelhorn der top. Karte) gegen „Im Moos“ vor, verliert dabei rasch an Mächtigkeit und keilt sich schließlich ganz aus. Ein zweiter Ausläufer zieht sich vom Cavognoli-Gletscher in die NO-Ecke der Karte und ist dort nur noch ganz schmal. Den ganz kleinen isolierten Ausläufer unterhalb desjenigen von M. Castello am Giacomoweg habe ich schon früher erwähnt. Da außerdem im Gebiete des M. Giove an mehreren Stellen größere Fetzen von Schiefer in dem Gneis

eingeschlossen sind, so entspricht das Ganze am besten einer großartigen lakkolithartigen Intrusion in den Kalksedimenten, die seitlich in verschiedenen Höhen Apophysen aussandte und zugleich beim Aufdringen große Sedimentbrocken in sich einschloß. Diese verhältnismäßig einfachen Lagerungsverhältnisse wurden dann später durch die alpine Faltung wesentlich verwickelter gestaltet, und so ist es gekommen, daß sie bisher überhaupt als solche noch nicht erkannt worden sind.

*c) Der Antigoriogneis.*

Die Erläuterungen sagen: „Der Antigoriogneis ist ein grob-bankiger, homogen ausgebildeter Zweiglimmergneis von granitischem Habitus . . . . Er ist in seinen verschiedenen Varietäten identisch mit dem Tessiner Gneis, mit dem er die Zusammensetzung eines normal granitischen Magmas gemeinsam hat. . . . Der petrographische Charakter der Monte-Leone-Ofenhorn-Gneise ist dem der Antigoriogneise durchaus analog. . . Im Südosten des Kartenblattes hängen sie gleichwie der Antigoriogneis mit dem Tessiner Gneis zusammen.“ Schon aus diesen Angaben ergibt es sich, daß eine Trennung der beiden Gneise selbst dem Namen nach eigentlich nicht erforderlich ist, und das ist wohl auch der Grund, weshalb sie auf der Karte mit einer gemeinsamen Farbe bezeichnet wurden. Für uns ergibt sich ferner daraus, daß auch der Antigoriogneis ein jüngeres Eruptivgestein sein muß. Besondere Beweise dafür fand ich im September 1909 bei Zwischenbergen und am Pizzo Teggiolo, den ich nochmals 1910 und 1911 besuchte. An dem bekannten Aufschluß an der Straße zwischen Stalden und Zwischenbergen liegt der Kalk direkt auf dem Antigoriogneis. An der Kontaktlinie dringen Apophysen in den Kalk, sie sind aber sehr klein. Was man als Gerölle von Gneis im Marmor bezeichnet hat, sind rundliche bis linsenförmige und sogar band-artige granitische Injektionen.

Das gleiche gilt von dem berühmten Fundorte am Nordhang des Pizzo Teggiolo. An dem ganz verwachsenen Fußweg, der von der Alpe Vallè auf der rechten Bachseite nach Lavin herabführt, fand ich 1909 bei ungefähr 1600 m Meereshöhe im Kalkstein einen eckigen, länglichen Gneiskeil eingeschlossen, der nur als Apophyse sich erklären läßt. Die unten auf dem Talboden bei Nembro am Fuße des Teggiolo herumliegenden und angewitterten Felsblöcke, die infolge dieser Anwitterung konglomeratähnlich aussehen, aber in Wirklichkeit stark granitisch injizierte Marmore sind, sind von ziemlicher Höhe herabge-

fallen. Die Stelle, wo sie anstehen, habe ich 1910 aufgesucht und auch dort die Überzeugung gewonnen, daß es sich um Kontakterscheinungen an der Berührungsstelle eines eruptiven Granites mit Kalksteinen handelt, und daß die sog. Gerölle gar kein Antigoriogneis sind. Für genauere Einzelheiten verweise ich auf die Arbeit von ARNDT. 1911 besuchte ich die Apophyse an dem verfallenen Wege von Lavin nochmals. Sie lag noch gerade so unberührt wie zwei Jahre vorher. Von den vielen Besuchern des Pizzo Teggiolo scheint niemand dagewesen zu sein. G. KLEMM, der die „Konglomeratblöcke“ zusammen mit HUGI 1910 besucht hat, kam ebenfalls zu dem Ergebnis, daß Aplit-Injektionen in Marmor vorliegen (Monatsber. D. geol. Ges. 1911, S. 468).

Auch der Kontakt des Antigoriogneises mit dem Dolomit bei Tuffald zeigt Erscheinungen, die auf ein jüngerer Alter hinweisen, er besitzt eine deutliche Randfacies, die ich 1909 beobachtete. Auch dies habe ich Herrn ARNDT zur Bearbeitung überlassen.

Daß aber der Antigoriogneis nicht nur solche kleine Apophysen und Injektionen, sondern auch größere Abzweigungen in die Kalkgesteine entsendet, davon kann man sich leicht am linken Gehänge des Cairascatales überzeugen, das ich bereits geschildert habe. Der Gneis des Teggiolo setzt zweifellos über die Cairasca herüber auf das linke Ufer und wird bei Crosso von Kalkphyllit überlagert und bei Gebbo von solchem unterlagert. Dieser so eingeschlossene Gneis läuft als ein etwa 300 m mächtiges Lager über Chioso, Calendra bis Cimalavalle. Die Hauptmasse des Teggiologneises hingegen steigt bei S. Domenico noch höher am linksseitigen Talgehänge empor und bildet die von Kalkphyllit unter- und überlagerten Steilwände des M. Cistella, senkt sich von da gegen Süden bis ins Diveriatatal bei Varzo herab und vereinigt sich dabei mit dem tieferen kleineren Gneisast von Crosso-Cimalavalle.

Nicht nur die Verbandverhältnisse mit den Sedimenten, sondern auch die Form der Gneismassen selber sprechen dafür, daß der Antigoriogneis nachträglich erst sich in die Sedimente hereingezwängt und dabei größere Schollen der Schiefer in sich eingeschlossen hat.

d) *Die vertikale und horizontale Verbreitung der einzelnen Gneismassen und ihr Alter.*

Ihre vertikale Aufeinanderfolge steht wohl fest: zu oberst liegt der Leone-Ofenhorngneis und darunter folgen der Reihe



nach der Valgrande-, Lebendun-, Antigorio- und Verampio-Gneis. In horizontaler Richtung greifen die oberen jeweils über die tieferen Gneise gegen NW hinüber. Infolgedessen hat der Leone-Ofenhorngneis die größte Ausdehnung und der Außenrand des Valgrande- und Lebendungneises liegt viel weiter nach SO zurück. Dieselbe Erscheinung zeigt der Antigorio-gneis gegenüber dem Lebendungneis. Von der Ausdehnung des Verampio-gneises, der nur im Bacenofenster zum Vorschein kommt, wissen wir zuwenig, um ihn hier mit in Vergleich zu stellen. Die Trennung des Valgrande- und Lebendungneises bereitet im Süden und Südosten der Karte Schwierigkeiten. Von der Nordostecke her bis Devero gibt es zwischen Antigorio- und Ofenhorngneis nur Lebendungneis. Von Devero bis Vallè unweit Nembro liegt der Valgrandegneis über dem Lebendungneis und keilt sich bei Pizzo di Valtendra gegen NO aus, während umgekehrt der Lebendungzug bei Vallè verschwindet. SCHMIDT nimmt an, daß er am Pizzo Cornacchia sich mit dem Valgrandegneis vereinigt, aber diese Vereinigung ist nicht zu sehen; sie könnte jedoch, wenn sie überhaupt vorhanden ist, unter dem Schutt bei Alp Le Balmelle begraben liegen. Ob der lange Gneiszug, der vom Pizzo Cornacchia über Alpen und Zwischenbergen nach Campeggia im unteren Diveriatal zieht, eine Vereinigung dieser beiden Gneise oder nur den Valgrandegneis darstellt, ist noch nicht aufgeklärt, aber Gneis von der Beschaffenheit des echten Lebendungneises habe ich da keinen zu sehen bekommen.

Der Antigoriogneis erreicht sein nordwestliches Ende am Teggiolo, bei Goglio im Deverotal, bei Tuffald im Formazzatal und im Val Antobbio.

Obwohl alle diese Gneise in ihrer petrographischen Ausbildung vielerlei Wechsel zeigen, so gehören doch einerseits der Antigorio- und der Leone-Ofenhorn-Gneis so sehr zueinander, das Unterscheidungen nach Handstücken unmöglich sein dürften. Andererseits stehen sich der Valgrande- und Lebendungneis nicht so nahe, als Schmidt annimmt, der ersteren nur für eine Abzweigung des letzteren hält.

Der Verampio granite oder Crodogneis hingegen scheint sich von diesen zwei Gruppen schärfer zu unterscheiden, doch kommt das vielleicht nur daher, daß wir so wenig von ihm zu sehen Gelegenheit haben.

Daß alle diese Gneise jedenfalls jünger sein müssen als der Lias, geht aus den vorausgegangenen Untersuchungen klar hervor. Für eine genauere Altersbestimmung fehlen Anhaltspunkte, weil postliasische marine Sedimente diesem Teil der Alpen

vollständig abgehen. Dahingegen könnte die alpine Faltung insofern die Möglichkeit geben, den weiten Zeitraum vom Lias bis zur Gegenwart, in welchen die Gneisintrusion fallen muß, um ein erhebliches einzuengen, wenn es gelänge festzustellen, ob die Intrusion vor, nach oder während der Faltung eingetreten ist. Bei einer dahinzielenden Untersuchung wäre es zunächst weniger wichtig zu wissen, in welchem geologischen Zeitabschnitte die alpine Faltung eintrat, als in welche Formen sie die ursprünglich horizontalen Sedimentgesteine gebracht hat. Das ist es aber gerade, was wir nicht wissen; denn alle die Profile, durch welche LUGEON, SCHARLT, SCHMIDT und STELLA uns darüber eine Vorstellung zu geben versucht haben, basieren auf der irrthümlichen Annahme des hohen Alters der Gneise und können darum den tatsächlichen Verhältnissen nicht entsprechen. Gleichwohl darf es als eine durch die neueren Untersuchungen und insbesondere auch durch die neue Simplonkarte vollständig gesicherte Tatsache gelten, daß die mesozoischen Sedimente im Simplongebiet in eine Reihe von Falten gelegt sind, die in östlicher bis nordöstlicher Richtung streichen, und daß außerdem die älteren Berisalschiefer über die jüngeren Schichten hinübergefaltet sind und infolge dessen im ganzen Gebiet der Simplonkarte sich in überstürzter Lagerung befinden. Der äußere Rand dieser überfalteten Berisalschiefer verläuft von Visp bis zum Cherbadung in südwest-nordöstlicher Richtung. Am Cherbadung biegt er aber um und läuft in gleicher Richtung bis zum Simplonpaß zurück, so daß die überfalteten Berisalschiefer bis dahin in Form eines 20 km langen und im Maximum 5 km breiten zungenförmigen Lappens über die jüngeren Schichten herübergreifen. Vom Simplonpaß an hingegen verläuft der Außenrand der Verbreitung der Berisalschiefer in ungefähr ost-südöstlicher Richtung über Gabi und Zwischenbergen bis Domo d'Ossola, wo er, nach der SCHMIDTschen Übersichtskarte, auf der östlichen Ossolatalseite einen zweiten zungenförmigen Vorsprung nach NO von etwa 8 km Länge entsendet.

Wenn wir nun, alles weitere auf den tektonischen Teil versparend, nur von dieser Faltungstatsache ausgehen, dann ergibt sich, daß die Gneise innerhalb der gefalteten Kalksedimente in auffälligster Weise lagerförmig sich ausbreiten, daß sie hingegen in den überfalteten Berisalschiefern ausgesprochen gangförmig transgressiv sind. Das gilt auch für die Serpentine und Prasinite. Der Serpentin auf der Nanzlücke ist ein kleiner vertikal gestellter Gang im flach fallenden Berisalschiefer, und er nimmt erst die Gestalt eines Lagers an,

wo er im Westen in den Kalkschiefer herunterreicht, wie dies aus der Darstellung auf der geologischen Simplonkarte, welche ich allerdings zu kontrollieren keine Zeit gefunden habe, hervorgeht und auch mit den von mir bereits geschilderten Verhältnissen bei Visp in Einklang steht.

Es ergibt sich daraus ganz allgemein der Schluß, daß alle sauren und basischen Eruptivgesteine durch die älteren Sedimente gangförmig aufgestiegen sind und sich in den jüngeren Kalksedimenten lagergang- und lakkolithenartig ausgebreitet haben. Das ist ja auch der Grund, weshalb man bisher zwar ein jüngeres Alter für die Gneise in den Berisalschiefern stets anerkannt hat, dasselbe für die Gneise in den mesozoischen Schichten aber nicht zugeben wollte, weil dort die transgressive Natur der Gneise nicht ebenso deutlich in die Erscheinung tritt und deshalb sogar ganz geleugnet werden konnte. Daß dem jedoch nicht so ist, daß Apophysen von den Gneisen ausgehen, daß diese außerdem sich nicht an bestimmte Horizonte innerhalb der Sedimente halten und ferner durch die Kontaktmetamorphose auch ihr jüngeres Alter dokumentieren, ist im vorausgehenden nachzuweisen versucht worden.

Hiernach ergibt sich nun zugleich die Entscheidung über das Alter der Gneis-Injektionen. Sie können nicht erst nach der Faltung in die Sedimente eingedrungen sein, da sonst die Eigenart ihrer Lagerung in den mesozoischen Schichten im Gegensatz zu der in den älteren Sedimenten vollständig unerklärt bliebe. Wir sind gezwungen anzunehmen, daß zur Zeit ihres Empordringens die Berisalschiefer noch überall normal unter den mesozoischen Schichten lagen, und daß die große alpine Faltung erst nachher eingetreten ist.

In neuerer Zeit hat man eine alte, früher besonders von B. STUDER vertretene Anschauung wieder in Erinnerung gebracht, wonach die Gneisbildung zeitlich und auch ursächlich mit der Alpenentstehung zusammengefallen sei. Es ist mir nicht recht klar geworden, ob die Beweggründe dazu mehr in allgemeinen theoretischen Erwägungen oder in der Erkenntnis der Unzulänglichkeit der derzeit herrschenden Vorstellungen zu suchen sind, aber wirkliche Anhaltspunkte für die Richtigkeit dieser Anschauung habe ich bis jetzt keine finden können. Denn es haben sich Faltungen überall in den Alpen gebildet, sowohl da, wo Granite und Gneise vorhanden sind, als auch da, wo sie fehlen. Speziell im Simplongebiet gibt es zwischen dem Faltenwurf der Sedimente und der Form der Gneismassen keinerlei Beziehungen, die darauf hinweisen, daß entweder die

Faltung dem Magma das Eindringen erleichtert und ihm gewissermaßen den Weg dazu gewiesen habe, oder daß das empordringende Magma es war, welches den Vorgang der Faltung beeinflusste oder förderte.

So kommen wir also zu dem Ergebnis, daß die Gneisintrusionen dem Zeitraum, der zwischen die Ablagerung der liasischen Sedimente und die alpine Faltung fällt, angehören müssen.

Eine ihrer Folgen muß die Hebung der liasischen Meeresedimente um mehr als tausend Meter und damit die Entstehung von Festland gewesen sein, auf dem sich weitere Meeressedimente nicht mehr absetzen konnten. Damit in Einklang steht das tatsächliche Fehlen jeglicher jüngeren marinen Formationen im Simplongebiet und noch darüber hinaus gegen Westen und Osten, soweit als solche Gneise in Kalkphyllite eingelagert vorkommen. Im Norden und Süden hingegen, wo diese Gneise fehlen, liegt eine normale Sedimentfolge vom Lias durch Jura und Kreide bis ins ältere Tertiär vor. Zwischen den Meeren, in denen jene Absätze erfolgten, lag wahrscheinlich ein altes Walliser Festland als eine Schranke, welche die beiderseitigen Meeresbewohner voneinander schied und mit dazu beitrug, daß die Jura- und Kreideformation sich hüben und drüben in so verschiedenartiger Facies entwickelt haben.

#### e) *Die Ursache der Metamorphose.*

Das Simplongebiet ist ein Teil der Zone der schistes lustrés oder Kalkphyllite. Diese ganze Zone ist berühmt dadurch, daß alle Sedimentgesteine einen außergewöhnlich hohen Grad von Umwandlung erfahren haben, so daß man sie alle in die Gruppe der krystallinischen Schiefer stellen kann. Es ist nichts beweisender für diese Annahme und Stellung als der Vergleich zweier jurassischer Handstücke, von denen das eine etwa vom Nufenenpaß, das andere aus den nördlichen Schweizer Hochalpen genommen ist. Bei beiden hat der gebirgsbildende Druck zu Dynamometamorphose geführt und Veränderungen erzeugt, aber Granaten, Biotit, Tremolit, Staurolith usw. haben sich nur in der Zone der schistes lustrés gebildet. SCHMIDT meint (Eclogae IX, S. 520), daß sich hier die dynamometamorphose Umwandlung in größerer Rindentiefe vollzogen habe als anderswo. „Die theoretischen Profile, die wir heute durch unser Gebiet legen, zeigen, daß die mesozoischen Schichten des Simplon zur Zeit ihrer Faltung 15 000–20 000 Meter unter der Oberfläche gelegen sein sollen.“

Von diesen theoretischen Profilen kommt für unser Gebiet

das Profil Fig. 6, Taf. 12 (l. c.) in Betracht. Danach waren die Schiefer am Simplon einstmals von 12 000 m Gestein bedeckt gewesen, die inzwischen von der Erosion weggeschafft worden sind. Von diesen 12 000 m kommen 8 500 m auf die oberste, ostalpine Decke, die aber *gänzlich* in der Luft liegt, für deren Existenz auch nicht ein einziger „Erosionsrest“ ins Feld geführt werden kann. Außerdem ist bei diesen Profilen angenommen worden, daß vor der Faltung die mesozoischen und alttertiären Sedimente ohne Ausnahme überall abgelagert worden waren, und speziell in der ostalpinen Decke in einer Mächtigkeit von beinahe 5 000 m. Nur wenn man Decken zu Hilfe nimmt, für die gar keine Anhaltspunkte gegeben sind, und nur wenn man Formationsmächtigkeiten einträgt, wie sie so groß in den Alpen gar nicht vorkommen, ist es möglich, eine frühere Belastung von 12 000 m auszurechnen und damit zugleich die Hypothese der Umwandlung durch Dynamometamorphose „in größerer Rindentiefe“ zu retten.

In Wirklichkeit ist es so, daß nur die eine große Überfaltung der Berisalschiefer im Simplongebiet nachgewiesen ist; alle anderen Decken sind „Luftdecken“, und damit fällt natürlich die Dynamo-Umwandlungshypothese. Das Vorkommen zahlreicher typischer Kontaktminerale und hornfelsartiger Gesteine in den schistes lustrés hat schon seit langem die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gelenkt. Aber nur wenige haben es gewagt, sie als Produkte echter Kontaktmetamorphose zu deuten, weil die dazu nötigen Eruptivgesteine zu fehlen schienen. Die Gneise waren zwar da, aber sie sollten archaisch sein, und die metamorphen Gesteine lagen zwar z. T. am Kontakt mit diesen Gneisen, aber z. T. auch entfernt von denselben. Hätte man Eruptivgänge von den Gneisen ausgehend und in die Sedimente eindringend gesehen, dann würde auch SCHMIDT (Eclogae IX, S. 515) sofort sich zur Kontaktmetamorphose bekannt haben. Aber er fand solche Begleiterscheinungen intrusiver Granite nicht. Und doch sind sie da, nur hat eine spätere Gebirgsfaltung die ursprüngliche Form der Intrusivmassen bedeutend verwischt. Die Apophysen sind bei den großen Massenbewegungen häufig von dem Granitstock abgerissen worden und stecken jetzt oftmals wie Einschlüsse in den krystallinen Sedimentgesteinen. Größere Verzweigungen der Granitmassen sind auch heute noch unverkennbar, aber unter dem Banne einer allvermögenden Faltungstheorie hat man gerade diese trefflichen Zeugen der Intrusion eliminiert und so aus jeder großen Apophyse (z. B. der bis 80 m breiten Eistenapophyse)

einen Spezialsattel gemacht. Man wurde dabei noch unterstützt durch die Meinung, daß die Parallelstruktur im Gneis keine ursprüngliche Intrusivstruktur sei, sondern erst bei der Gebirgsbildung durch Dynamometamorphose erzeugt wurde. Auch auf die zahllosen Quarzgänge und Knauer, die in den Kalkphylliten oftmals in geradezu erstaunlichen Mengen liegen und die wegen ihrer Massenhaftigkeit unmöglich durch Lateralsecretion erklärt werden können, hat man hier kein Gewicht gelegt, während sie doch recht deutlich auf „postvulkanische“ Prozesse hindeuten. Auch sie tragen jedoch die deutlichen Spuren späterer Störungen durch die Gebirgsfaltung an sich und sind ein weiterer Beweis dafür, daß die granitischen Intrusionen nicht erst in oligocäner Zeit, sondern vor der alpinen Faltung entstanden sind.

Einige Geologen, die weder in der Dynamo- noch in der Kontaktmetamorphose eine genügende Erklärung fanden, versuchten es mit dem Regionalmetamorphismus, den sie in einem Sinne auslegten, der sich den alten Anschauungen B. STUDERS erheblich näherte. Aber über allgemeine Erörterungen ist diese Hypothese mit Bezug auf das Simplongebiet nicht hinausgekommen. Mit dem Worte „Regionalmetamorphismus“ ist bisher fast von jedem Autor, der dieses Wort gebrauchte, ein besonderer Sinn verknüpft worden, so daß es unmöglich ist, dasselbe fernerhin noch zu gebrauchen, es sei denn, daß man jeweils eine besondere Interpretation dazu gibt oder, etwa wie in der zoologischen Systematik, den Autornamen hinzufügt, z. B. Regionalmetamorphose LOSSEN, — TERMIER usw.

Andernfalls wäre diese Bezeichnung für das Simplongebiet recht passend gewesen, weil es sich hier um eine große Region handelt, die von einem Metamorphismus erfaßt worden ist, der nicht an eine einzige Intrusion geknüpft war, sondern an viele, deren Kontaktwirkungen sich z. T. gekreuzt und verstärkt haben, und die auch nicht gleichzeitig, sondern im Laufe einer längeren Periode hintereinander aufgetreten sind, und die nicht nur mit Kontaktwirkungen gearbeitet haben, sondern denen auch pneumatolytische (postvulkanische) Beeinflussungen in den umgebenden Gesteinsmassen eigen waren.

Da nun der Ausdruck „Regionalmetamorphose“ für die sowohl dem Simplongebiet als auch der ganzen Zone der schistes lustrés eigenartige Gesteinsumwandlung nicht anwendbar erscheint, so dürfte sich vielleicht als Ersatz das Wort „Injektionsmetamorphose“ empfehlen.

*f) Die eruptiven Gneisgänge von Candoglia.*

Bei der Wichtigkeit, welche, wie aus dem vorausgehenden Kapitel hervorgeht, dem Nachweis unzweifelhafter eruptiver Gneisgänge zukommt, will ich hier einige beschreiben, die zwar nicht mehr im Simplongebiet selbst liegen, sondern ungefähr 40 km weiter im Süden, deren Situation aber eine solche ist, daß ihnen Beweiskraft auch für das Simplongebiet unmittelbar zukommt.

Zur Orientierung über den Fundplatz sei darauf hingewiesen, daß die Berisalschiefer, welche im Simplongebiet überfaltet sind, bei Domo d'Ossola ihre „Wurzel“ haben. Sie stehen dort an und schießen in den Talboden ein, unter dem sie verschwinden. Auf SCHMIDT's Übersichtskarte 1:350 000 sind sie zwar als solche dort eingetragen, aber jedenfalls haben sie gegen Süden eine weitere Ausdehnung. Am Wege, der von Domo über den Calvarienberg nach Calice führt, sah ich sie deutlich anstehen, mit Neigung nach NW und nord-östlichem Streichen. Am Calvarienberg selbst freilich steht echter Gneis an, der aber in den Berisalschiefern eine Einlagerung bildet. Ich habe die Grenze gegen den im Süden angegebenen Tessiner- bzw. Antigorio-Gneis nicht erreicht. Auch die sog. Ivreazone, welche zwischen Piè di Mulera und Ornavasso von dem Ossolatal gequert wird, habe ich an diesen Stellen nicht untersucht, aber bei einer Querung derselben weiter im Südwesten von Varallo über Colle di Baranca nach Piè di Mulera habe ich mich davon überzeugt, daß von den geheimnisvollen Wurzeln, die die Nappisten darin zu suchen geneigt sind, nichts zu sehen ist. Gneis, Granit, Diorit und verwandte Tiefengesteine, z. T. mit ausgezeichneter Randfacies und Kontakthöfen, sind gegenüber den stark umgewandelten Sedimentgesteinen weitaus vorherrschend.

Im Süden dieser Zone, d. h. da wo die basischen Tiefengesteine, welche der Ivreazone ihren Charakter verleihen, enden, stellen sich bei Ornavasso Schiefer mit Marmorlagern ein, denen man, da sie mit Gneisen wechsellagern, früher ein sehr hohes Alter zugeschrieben hat. CARL SCHMIDT hat aber 1907 dieselben mit seinen triasischen Schiefen des Simplongebietes identifiziert und ihr Vorkommen im Gneis als Folge einer muldenförmigen Einfaltung gedeutet. In diesem Schiefer liegen oberhalb Candoglia die von altersher berühmten Marmorbrüche. Eine Fähre bringt uns von Ornavasso aus über die Toce, und ein Fahrsträßchen zieht sich von da in etwa 8 Kehren zum untersten der Marmorbrüche hinauf.

Kombiniert man die Aufschlüsse an dem Wege mit denen des Marmorbruches so hat man eine geschlossene Reihe von Schichten, die bei nordöstlichem Streichen steil aufgerichtet sind und meist senkrecht stehen. Im Südosten herrschen dunkelfarbige Quarz-Glimmerschiefer, gegen Nordwesten folgen die Marmoreinlagerungen, mit denen sich auch helle Quarzite einstellen. Der Marmor ist meist unrein und sehr glimmerreich, so daß er nicht verwendbar ist, aber bereits in der Höhe des untersten Bruches liegt in solchen Marmoren eine etwa 20 Meter mächtige reinere Marmormasse, die weiter unten am Gehänge ganz zu fehlen scheint. Beim Bau des Fahrsträßchens sind an mehreren Stellen gute Aufschlüsse geschaffen worden. Zu unterst, wo es durch eine parkähnliche Anlage hindurch führt, sieht man dunkle, glimmerige Schiefer, z. T. von hornfelsartigem Habitus, in seigerer Stellung anstehen. Sie schließen drei Marmorbänke und zwei Gneislager in konkordanter Aufeinanderfolge ein. Der Marmor ist sehr glimmerreich. Der Gneis ist dünnplattig und wenig mächtig. Im Schiefer fallen kleine Linsen von Quarz und Feldspat auf. Längs des Zickzack-Fußweges, welcher die langen mittleren Kehren abkürzt, sieht man ähnliche Profile, nur werden die Gneiseinlagen mächtiger, und die stark gefalteten Schiefer sind nicht nur von Quarzknuern, sondern auch von Linsen und Streifen von Feldspat und Quarz erfüllt. Auch im Marmor, gleich unterhalb des Marmorbruches, sitzt ein 4 Meter breiter pegmatitischer Gang mit großen Feldspaten, Quarz, Glimmer- und Hornblende auf.

Schon hieraus geht hervor, daß die Gneise und Granitgänge jünger sein müssen als der Marmor und die Schiefer, in die sie erst nachträglich injiziert worden sind. Am überzeugendsten aber wirkt der Aufschluß an der größten der Straßenkehren, die am weitesten nach Süden vorspringt und etwa auf halber Höhe zwischen dem Talboden und dem Marmorbruch liegt. Hier fehlen die Marmorlager und herrschen quarzige und glimmerige Schiefer. In diesen liegen mit deutlicher Diskordanz und in durchgreifender Lagerung zwei Gneisgänge, wie dies in beistehender Figur wiedergegeben ist. Da ist ein Zweifel nicht mehr möglich. Es sind wirkliche Eruptivgänge, und jeder Versuch, sie als mechanisch eingepreßte ältere Gneis-Schuppen oder -Schollen zu erklären, erscheint hier völlig aussichtslos. In ähnlicher Weise sollten wir auch im Simplongebiet Gneisgänge in den mesozoischen Schichten zu finden erwarten, und bei Eisten sowie am Wege zum Giacomopaß haben wir ja auch etwas derartiges kennen gelernt. Nur reicht der Aufschluß dort nicht tief genug in den Boden



hinein. Ehe die Fahrstraße bei Candoglia gebaut worden war, konnte man von dem jetzt so deutlichen Gneisgang wahrscheinlich auch nur sehr wenig sehen.

B. LINDEMANN hat schon 1904 auf Grund mikroskopischer Untersuchung diesen Marmor für einen durch Kontaktmetamorphose umgewandelten Kalkstein erklärt, wennschon er das bewirkende Tiefengestein nicht nachweisen konnte. Eine weit eingehendere Beschreibung hat TACCONI neuerdings gegeben (Bd. 50 der *Atti della soc. ital. di scienze nat.* Milano S. 55—88), die mir leider zur Zeit meines Besuches von Candoglia nicht bekannt war, die aber mit meinen Beobachtungen in gutem Einklang steht. Er hat festgestellt, daß ein aus Feldspat, Quarz,

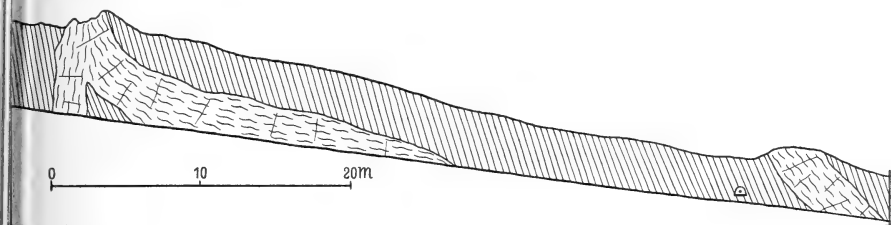


Fig. 24.

Gneisgänge im Schiefer oberhalb Candoglia im Ossola Tale.  
Rechts über den Weg kleine Quelle.

Muscovit, Turmalin, Apatit und Granat zusammengesetzter pegmatitischer Gang stets im Kontakt mit dem Hauptmarmorlager auftritt und auch kleine Apophysen in denselben entsendet. Außerdem sah er noch andere, quarzärmere pegmatitische Gänge, zu denen der von mir beobachtete und oben erwähnte gehören dürfte, darin auftreten, die vorwiegend aus Feldspat (Mikroklin), wenig Quarz, aber viel Pyroxen, Hornblende und außerdem aus Turmalin, Klnozoisit, Apatit und Titanit zusammengesetzt sind. Am Kontakt mit dem Marmor mischen sich häufig diese Bestandteile mit denen des Marmors, so daß eine scharfe Grenze zwischen beiden Gesteinen nicht besteht.

Im Marmor fand er als Einsprenglinge zwischen den Calcitkrystallen Quarzkörner mit Flüssigkeitseinschlüssen, Phlogopit, Pyroxen, Amphibol, Epidot, Skapolith, Titanit, Apatit, Kupferkies, Pyrit, Magnetkies und Magneteisen. In der Nähe der Pegmatitgänge stellen sich Feldspat, Granat und Olivin ein. Dort häufen sich auch auf Kosten des Calcites die anderen erwähnten Mineralien, besonders die Amphibole, Pyroxene und aus umgewandeltem Olivin hervorgegangener Serpentin, und die Sulfide konzentrieren sich zu Schnüren und Knollen. Unter dem

Mikroskop erkannte TACCONI, daß gerade in diesen Kontaktzonen zwischen Marmor und Pegmatit oder Gneis die Mineralien starke mechanische Deformationen erhalten haben. Er zieht daraus den Schluß, daß die regionale oder Dynamometamorphose, selbst wenn man sie mit der thermodynamischen Metamorphose zusammennimmt, nicht ausreicht, um die von ihm beobachteten Tatsachen zu erklären, und daß jedenfalls auch Kontaktmetamorphose wirksam gewesen sein muß. Was aber auf Rechnung der einen oder der anderen Art von Metamorphose zu stellen sei, gibt er nicht an und auch die von mir beschriebenen Gneisgänge in der Nähe des Marmorlagers erwähnt er nicht. Wenn man aber das Vorhandensein einer Kontaktmetamorphose zugibt, und es scheint mir dies unbedingt notwendig zu sein, dann wird man ihr ohne Zweifel die Marmorisierung des Kalksteines und die Ausscheidung der meisten Silikatmineralien, der Quarze und Erze zuschreiben müssen, und für die Dynamometamorphose bleiben dann hauptsächlich nur noch die mechanischen Störungen übrig, die sich damit zugleich als ein späterer Vorgang dokumentieren. Das stimmt aber vollkommen überein mit dem Ergebnis, zu dem ich im Simplongebiet gekommen bin, daß die Injektion der Gneise vor der alpinen Faltung eingetreten ist und daß letztere den Marmor als solchen schon vorgefunden hat.

## II. Die Tektonik des Simplongebietes.

Die Ergebnisse des vorausgehenden Teiles lassen ohne weiteres vermuten, daß mit der stratigraphischen Grundlage, auf der sich während der Durchführung des Simplontunnels die neue tektonische Auffassung herausgebildet hat, auch letztere selbst hinfällig geworden ist.

Die postliasischen Gneise können nicht mehr als die archaischen Kerne großer liegender Faltendecken in Anspruch genommen werden, und noch viel weniger können sie als Beweise für die Existenz dieser Falten dienen. Es ist notwendig, die ganze Tektonik umzuarbeiten und alle geologischen Profile umzuzeichnen. Das könnte nun als eine leichte Arbeit erscheinen, bei der nichts weiter zu tun wäre, als in die alten Profile die neuen stratigraphischen Werte einzusetzen. Aber leider sind die neuen Werte nicht von gleicher Bestimmtheit wie die alten. Das geht aus einer kurzen Rekapitulation derselben hervor. Wir haben erkannt, daß unter den Sedimentgesteinen die Berisalschiefer die tiefste Stellung einnehmen. Sie sind mindestens paläozoisch, doch ist ein archaisches Alter nicht vollständig ausgeschlossen. Die Bacenoschiefer hingegen sind ganz

unsicher, und es ist ebensowohl möglich, daß sie dem Mesozoicum wie dem Paläozoicum angehören. Alle sonstigen Sedimente dürfen zwar mit größter Wahrscheinlichkeit ins Mesozoicum gestellt werden, und ein Teil derselben gehört sicher zum Lias, ein anderer Teil höchstwahrscheinlich zur Trias, aber von großen Teilen ist es ganz ungewiß, ob sie der einen oder anderen dieser zwei Perioden oder vielleicht auch keiner von beiden angehören. Sie müssen, solange diese Ungewißheit besteht, in den Profilen stets mit Fragezeichen erscheinen und lassen in vielen Fällen eine sichere Beantwortung der tektonischen Fragen nicht zu. Sie machen eindeutige Profile zur Unmöglichkeit. Aus deren Vieldeutigkeit kann man jedoch dem Geologen keinen Vorwurf machen, denn *ultra posse nemo obligatur*. Die Erkenntnis, daß die meisten Gneise und die Grünschiefer Intrusivgesteine sind, raubt diesen ebenfalls einen guten Teil ihres stratigraphischen Wertes, den sie bisher gehabt haben.

Gleichwohl bleibt von dieser weitgehenden Umprägung der Werte eine tektonische Tatsache von seltener Großartigkeit unberührt, deren Feststellung wir den unermüdlichen Arbeiten, insbesondere von PREISWERK, SCHARDT, SCHMIDT und STELLA verdanken. Es ist dies die Überlagerung des gesamten Komplexes mesozoischer Gesteine durch die älteren Berisalschiefer; auf sie müssen wir deshalb zunächst unser Augenmerk richten. Doch sei es gestattet einiges über die von mir angewendete tektonische Terminologie voraus zu schicken.

### 1. Zur tektonischen Terminologie.

Faltungen von großer Ausdehnung und sehr verwickelter Gestalt spielen im Simplongebiet eine bedeutende Rolle. Es erscheint deshalb notwendig, bei ihrer Beschreibung für die einzelnen Faltenteile eine Nomenklatur zur Anwendung zu bringen, über deren Bedeutung ein Zweifel nicht bestehen kann. Unzweideutig in dieser Beziehung sind die Worte Falte, Mulde, Sattel oder Gewölbe, Flügel oder Flanke (das Wort „Schenkel“ gebrauche ich nicht gern, weil ihm der Begriff der flächenhaften Ausdehnung abgeht), Mulden- und Gewölbekern, Gewölbescheitel oder -first, Muldenboden (erscheint mir besser als „Muldenbiegung“ oder gar „Muldenscheitel“), Mulden- und Sattelachse (ziehe ich dem Wort „Linie“ vor, weil es zugleich dem Begriffe der Schichtendrehung Ausdruck verleiht), Achsenfläche (in der die Achsen sämtlicher verbogenen Schichten eines Mulden- oder Gewölbekernes liegen und die nur in seltensten Fällen eine Ebene sein, und weshalb Achsenebene nicht als ein Synonym angesehen

werden kann), stehende, schiefe oder geneigte, übergekippte, liegende und überstürzte oder tauchende Falten, Mulden und Sättel, Mittelflügel, der zwischen einer Mulde und einem Sattel liegt, isoklinale und antiklinale Mulden, Sättel oder Falten.

Außerdem hat man zwischen offenen und geschlossenen Falten zu unterscheiden. Isoklinale kommen nur bei geschlossenen Falten vor, doch können letztere auch antiklinal sein. Das Wesentliche der geschlossenen Falten besteht darin, daß die ursprüngliche Oberfläche der Schichtmasse durch die spätere Faltung in den Mulden aufeinanderzuliegen kam. In solchen Muldenkernen bildet diese Oberfläche die Trennungsfläche zwischen den beiden Muldenflügeln, und ich will sie deshalb die Medianfläche oder kurzweg die Mediane nennen. Sie liegt stets in der Fortsetzung der Muldenachsenfläche, und ihre Gestalt ist abhängig sowohl von der ursprünglichen Oberfläche als auch von den tektonischen Bewegungen bei der Faltung. Man kann deswegen auch nicht erwarten, daß die Muldenmedianflächen stets genau in der Mitte der Muldenkerne liegen, da ja die beiderseitigen Muldenflügel primär verschieden mächtig gewesen sein können. Außerdem werden sie nur selten Ebenen sein, sondern meistens einen mehr oder minder unregelmäßigen Verlauf haben.

Eine besondere Beachtung verdienen die Faltungen der Falten, worunter ich jedoch nicht jene feine Fältelung und Knitterung der Schichten verstehe, die besonders in schieferigen Gesteinen im Simplongebiet die Regel ist, sondern die größeren Faltungen sowohl der Faltenflügel in ihrer Fallrichtung als auch der Faltenachsen in ihrem Streichen. Sie können schon ursprünglich bei der Hauptfaltung oder erst nachträglich entstanden sein infolge eines zweiten Faltungsprozesses, einer Nachfaltung, durch die die älteren Falten nochmals zu Mulden und Sätteln zusammengeschoben worden sind. Im ersteren Falle sind es sogen. Neben- oder Spezialfalten, und man spricht von Muldensätteln, wenn sich kleine Sättel innerhalb einer größeren Mulde, von Sattelmulden, wenn sich kleinere Mulden auf einem größeren Sattel herausgebildet haben. Für den zweiten Fall fehlt uns eine gute Bezeichnung. Man spricht wohl von gefalteten oder wiedergefalteten Falten, aber für die einzelnen Erscheinungsformen sollte es Bezeichnungen geben, die sofort den eigenartigen Sachverhalt erkennen lassen. Dies gilt besonders für Faltungen schon vorhandener liegender Falten. Es können da Gewölbe oder Mulden entstehen, die nach dem gekrümmten Verlauf der



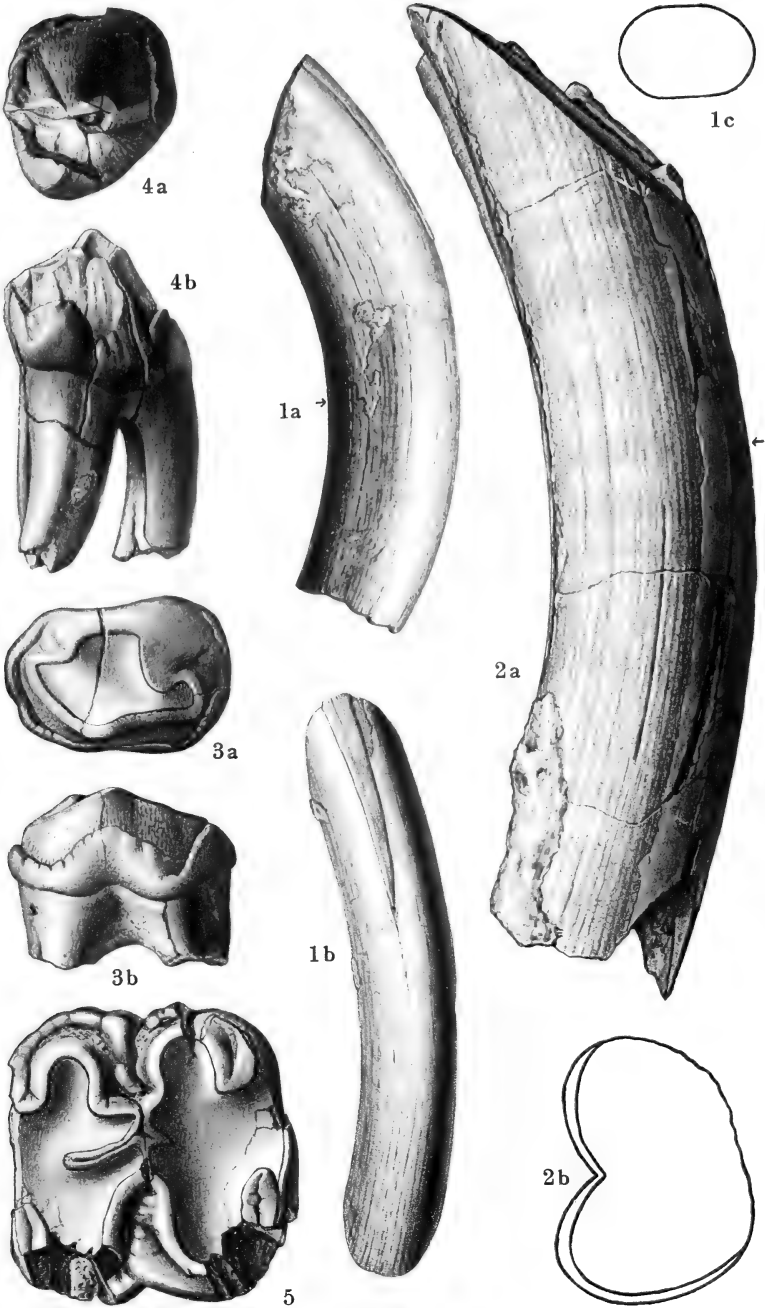
### Erklärungen zu Tafel I.

*Hippopotamus hipponensis* GAUDRY.

- Fig. 1. Linker oberer I 2, a von außen, b von vorn, c Querschnitt in Mitte der Höhe.
- Fig. 2. Linker oberer C, a von innen, b Querschnitt in Mitte der Höhe.
- Fig. 3. Rechter oberer P 3, a von unten, b von außen.
- Fig. 4. Rechter oberer P 4, a von unten, b von innen.
- Fig. 5. Rechter oberer M 2 von unten.

Die Originale zu Tafel I—III stammen bis auf das zu Fig. 1 Taf. III sämtlich vom Garet el Muluk und befinden sich bis auf dieses in der paläontologischen Staatssammlung in München. Alle Figuren sind in natürlicher Größe ohne Spiegel gezeichnet.

---



A. Birkmaier gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



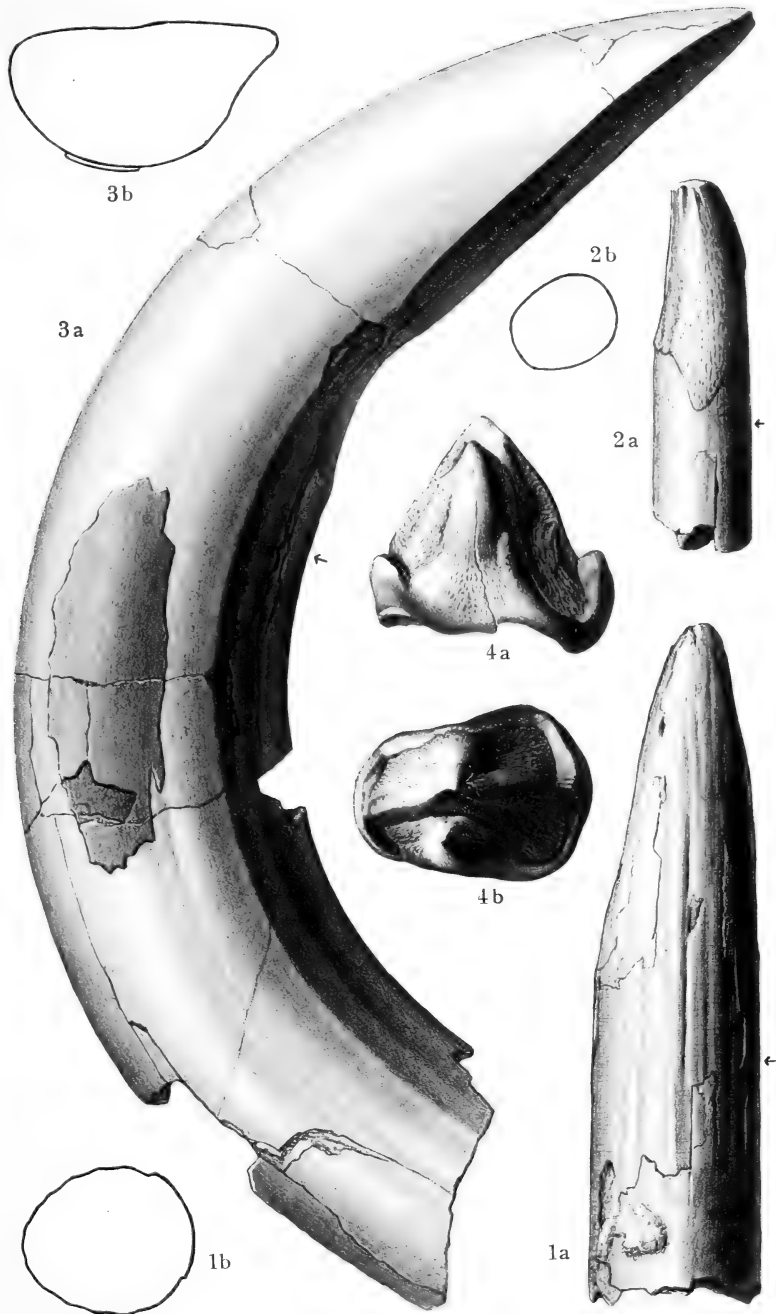




### **Erläuterungen zu Tafel II.**

*Hippopotamus hipponensis* GAUDRY.

- Fig. 1. Unterer I 1, a seitlich, b Querschnitt unter der Mitte.  
Fig. 2. Rechter unterer I 2, a von außen, b Querschnitt unterhalb des Schmelzes.  
Fig. 3. Linker unterer C, a von außen, b Querschnitt in Mitte der Höhe.  
Fig. 4. Rechter unterer P 4, a von innen, b von oben.
-



A. Birkmaier gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.





### **Erläuterungen zu Tafel III.**

#### *Hippopotamus hipponensis* GAUDRY.

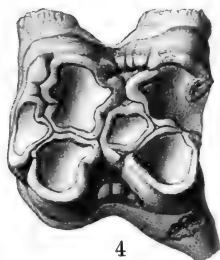
- Fig. 1. Rechter unterer P 2 von innen. Original zu STROMER 1905, Taf. 20, Fig. 5 vom Profil C, im Senckenberg-Museum.
- Fig. 2. Rechter unterer M 2, a von oben, b von außen.
- Fig. 3. Rechter oberer D M 3, a von unten, b von innen.
- Fig. 4. Linker oberer D M 4 von unten.
- Fig. 5. Linker unterer D C, hinten abgekaute Spitze, a von außen, b Querschnitt unten an ihr.
- Fig. 6. Rechter unterer D M 2 von innen.
- Fig. 7. Rechter unterer D M 3, wenig abgekau, a von innen, b von oben.
- Fig. 8. Rechter unterer D M 3, mäßig abgekau, von oben.
- Fig. 9. Rechter unterer D M 3, stark abgekau, von oben.
- Fig. 10. Linker unterer D M 4, sehr stark abgekau, von oben.
-



10



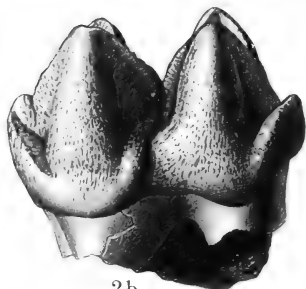
2a



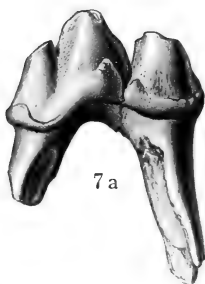
4



5a



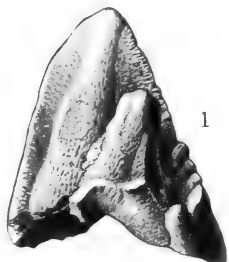
2b



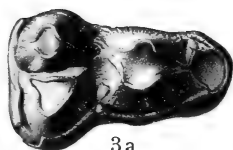
7a



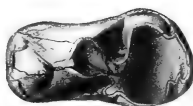
7b



1



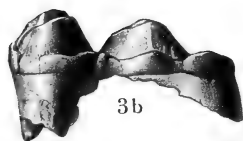
3a



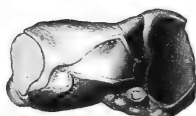
8



5b



3b



9



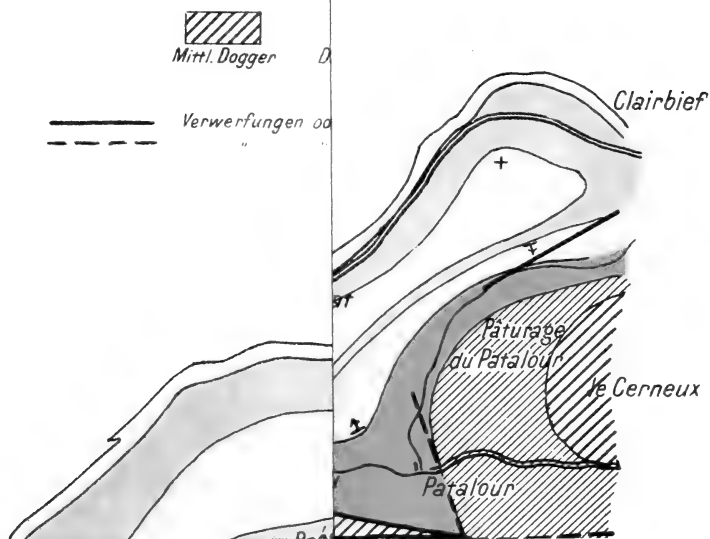
6

A. Birkmaier gez.

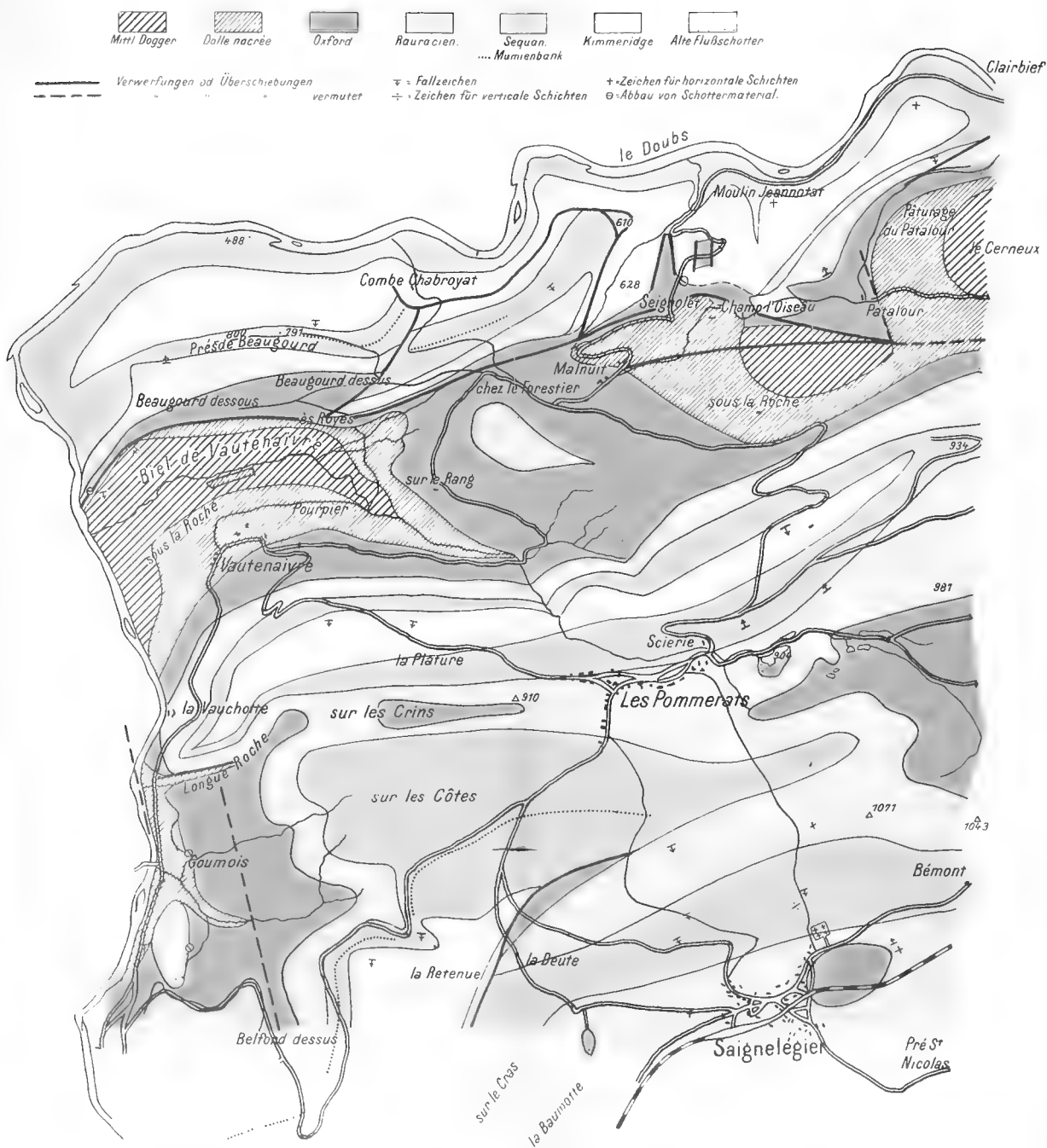
Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

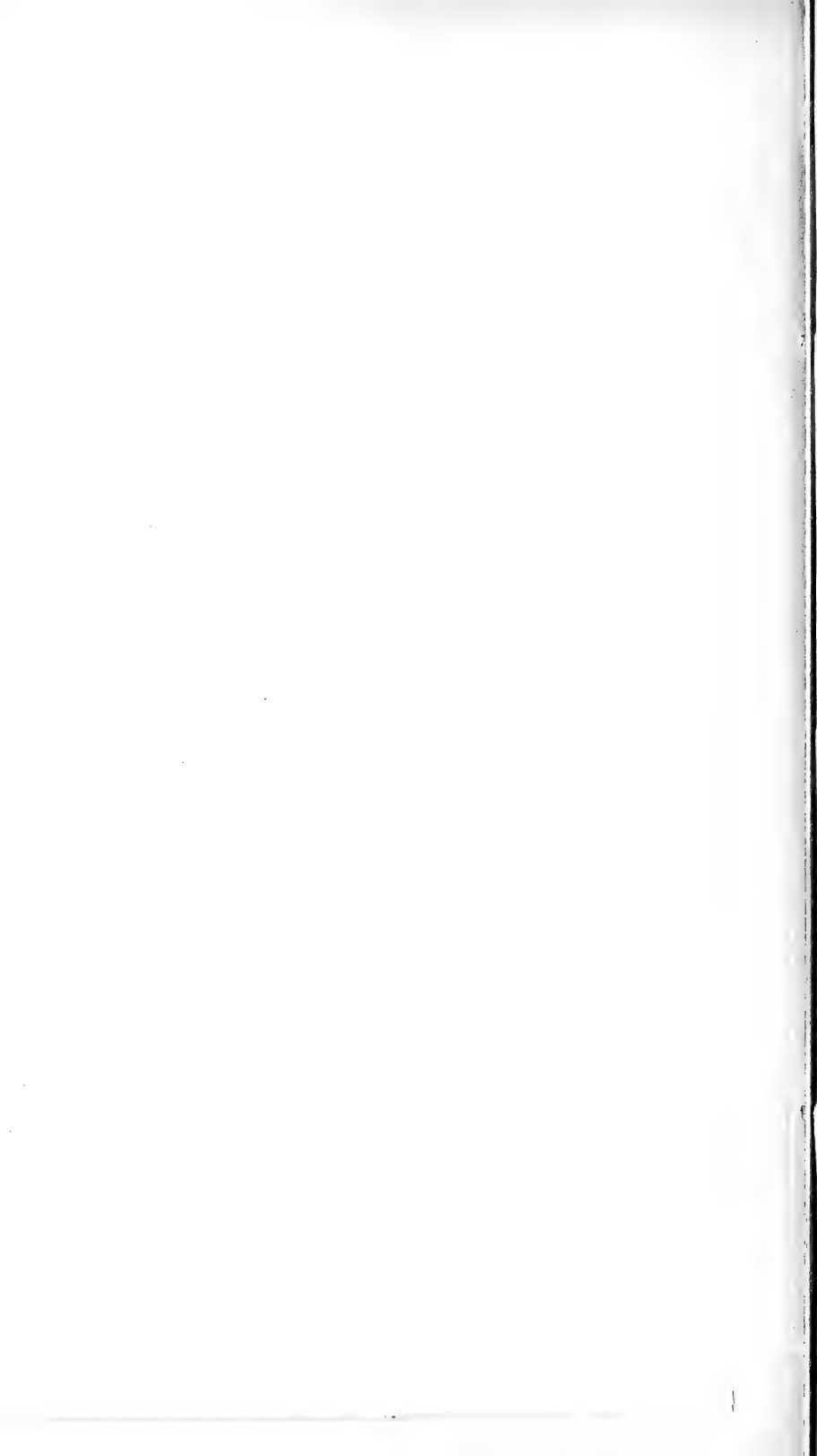


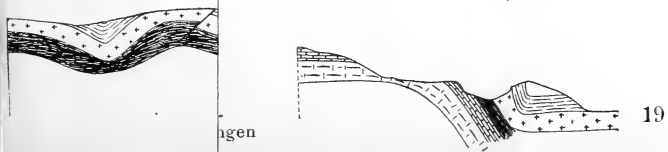
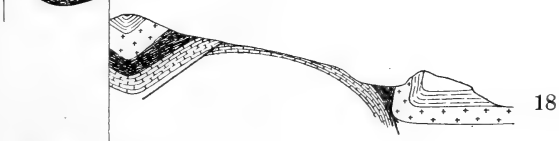
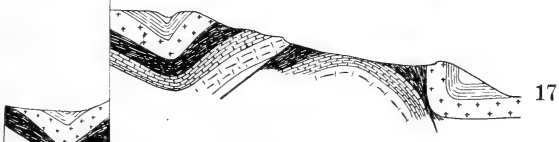
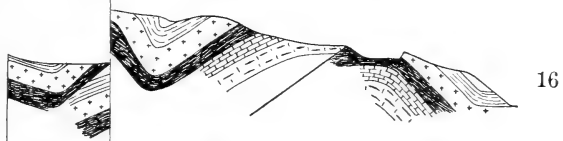
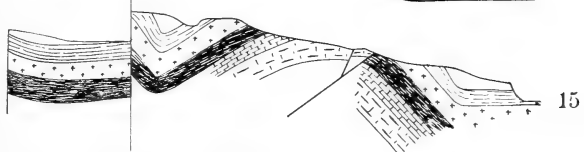
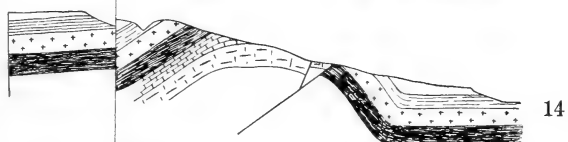
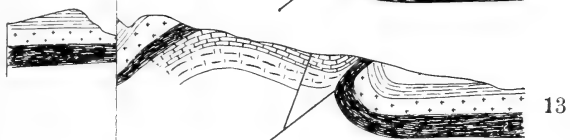
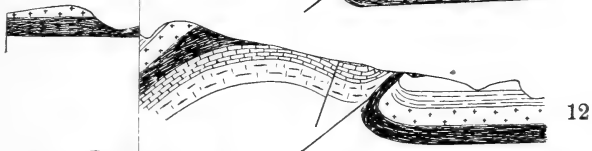
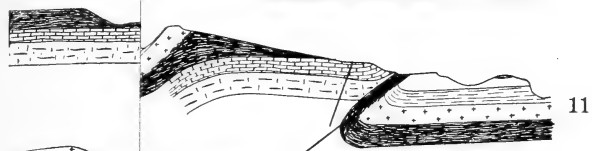
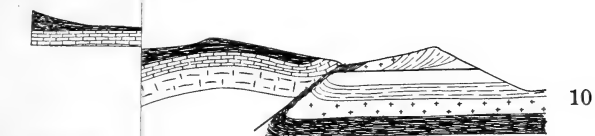










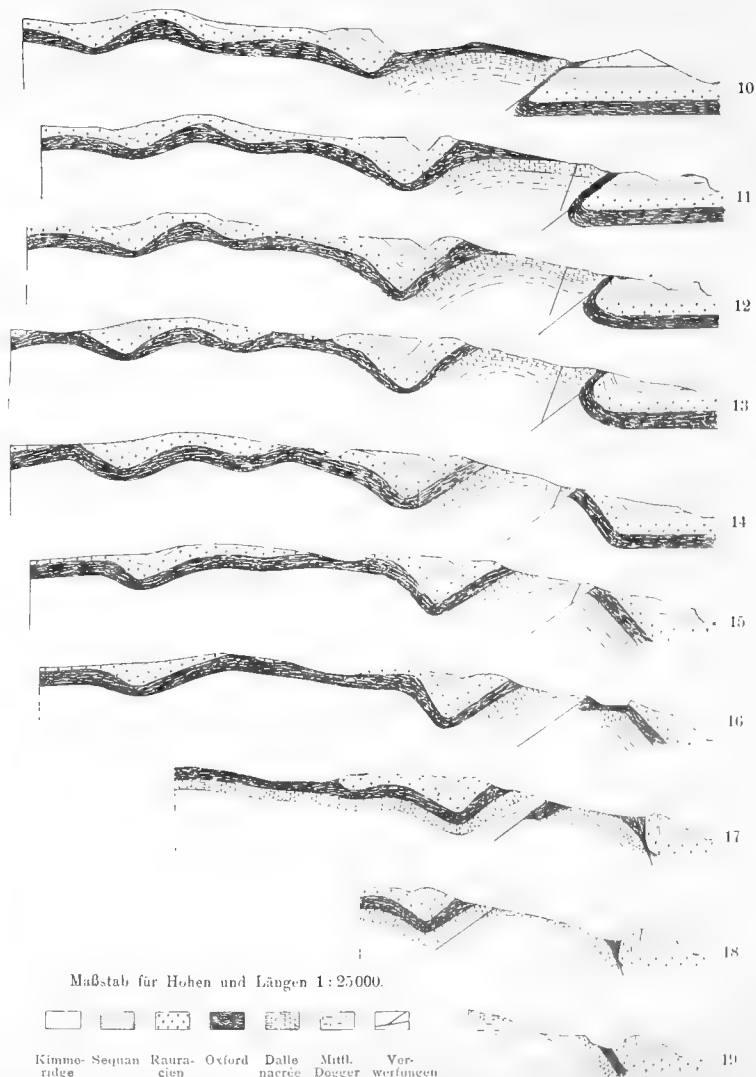
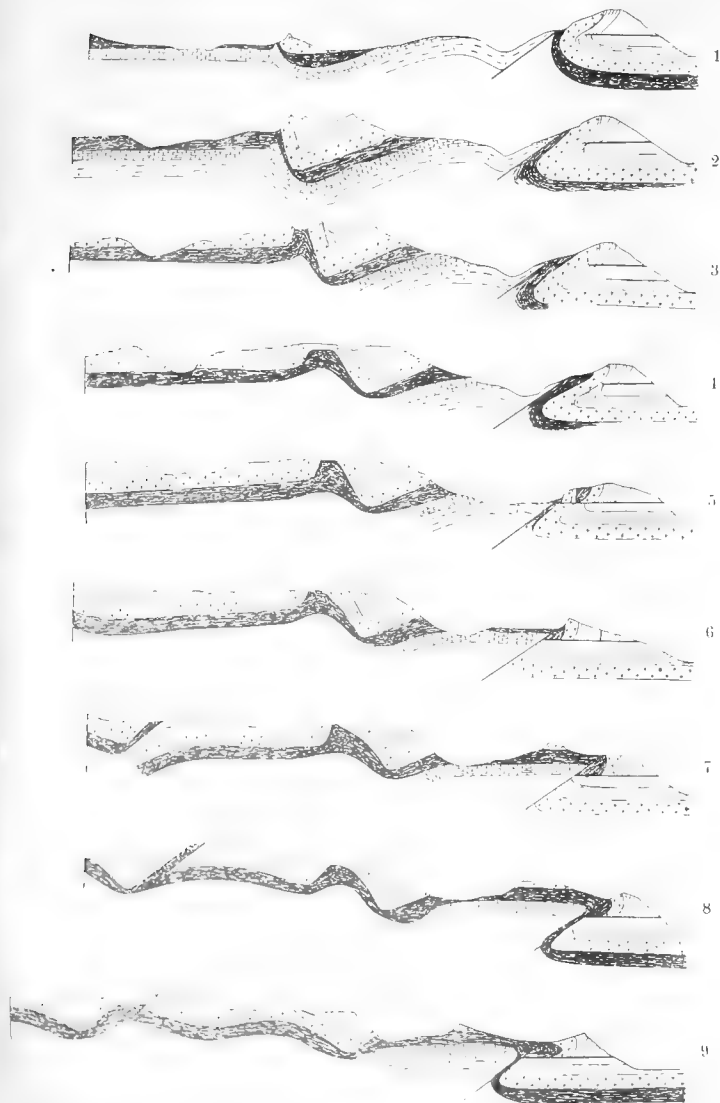




Profile durch die Jurakette bei

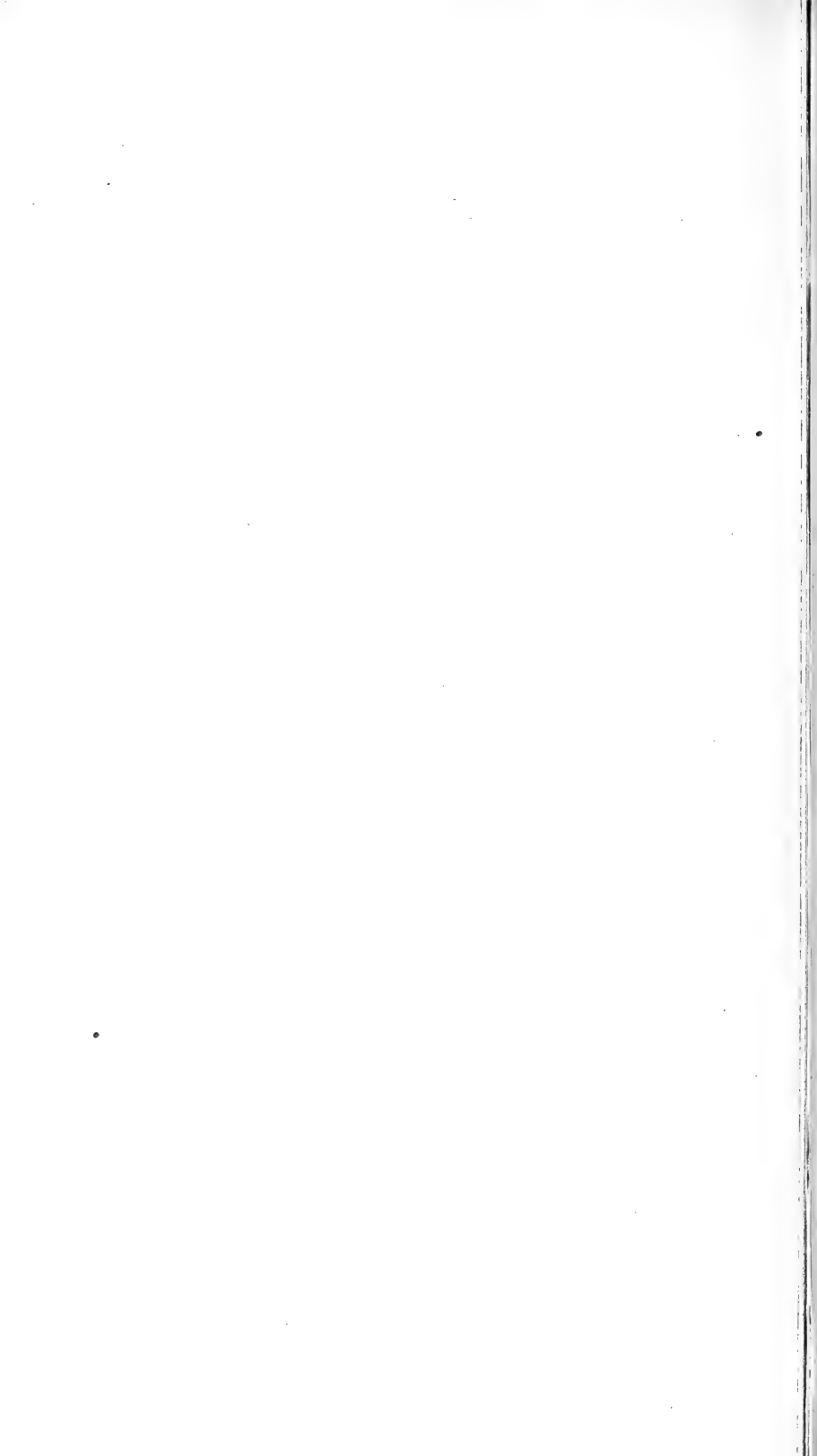
Les Pommerats und Salgnelégiers.

Taf. V.



Maßstab für Höhen und Längen 1:25000.

Kimmeridge	Sequan	Rauracien	Oxford	Dalle nacrée	Mittel-Dogger	Verwerfungen





# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

### A. Abhandlungen.

**2. Heft.**

**66. Band.**

**1914.**

April bis Juni 1914.

(Hierzu Tafel VI—XXI).

**Berlin 1914.**

Verlag von Ferdinand Enke,  
Stuttgart.

### INHALT.

#### Aufsätze:

4. ECK, OTTO: Die Cephalopoden der Schweinfurth-  
schen Sammlung aus der Oberen Kreide Ägyptens.  
(Hierzu Tafel IX bis XIX und 20 Textfiguren) . . . 179
5. LOTZE, K.: Beiträge zur Geologie des Aarmassivs  
(Untersuchungen über Erstfelder Gneise und Innert-  
kirchener Granit). (Hierzu Tafel XX bis XXI und  
Textfiguren) . . . 217



# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFTE†	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	„ BORNHARDT	„	HENNIG
sitzende:	„ KRUSCH	„	JANENSCH
Schatzmeister:	„ MICHAEL	„	WEISSERMEL
Archivar:	„ SCHNEIDER		

## Beirat für das Jahr 1914

Die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen,  
OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

## Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**, beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Oberbergrat Bornhardt**, Charlottenburg, Dernburg-Str. 49 oder Herrn **Professor Dr. Krusch**, Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Rich. Michael**, Charlottenburg, Kaiserdamm 74, Postscheckkonto **Berlin NW 7, Konto Nr. 16 071** oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Gesteinsbänke als solche sofort zu erkennen sind und dennoch von den gewöhnlichen normalen Schichtgewölben und -mulden sich sehr wesentlich unterscheiden. Bei diesen liegen jeweils die ältesten Schichten (1 der Figur) im Gewölbekern, die jüngeren (2) im Muldenkern. Jeder Flügel besteht aus einer einmaligen Aufeinanderfolge der altersverschiedenen Schichten, und wo bei liegenden Falten drei Flügel übereinanderliegen, ist die Reihenfolge der Schichten nur im Mittelflügel eine zur Altersfolge verkehrte. Anders ist das bei den Mulden und Sätteln einer nochmals gefalteten liegenden Falte. Hier

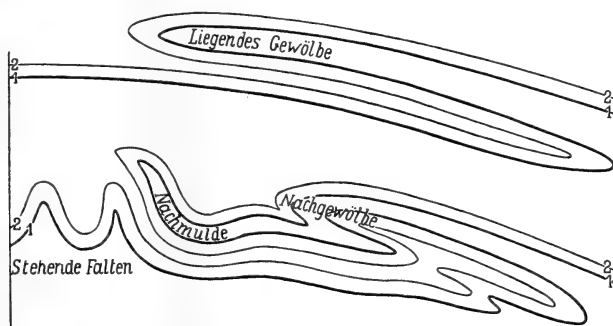


Fig. 25.

Einfache Überfaltung mit liegendem Gewölbe.

Überfaltung mit Nachfaltung.

besteht jeder Mulden- und jeder Gewölbefflügel aus einer dreimaligen Wiederholung der ganzen Schichtserie. Die oberste und unterste haben normale, die mittlere verkehrte Altersfolge. Ist von solchen Mulden und Sätteln zufällig nur die obere oder untere Schichtserie der Beobachtung zugänglich, dann erscheinen sie wie einfache und normale Mulden und Sättel. Ist aber nur die mittlere Serie zu sehen, dann kann man unter vollständiger Verkenntnis des wirklichen Sachverhaltes verführt werden, entweder an der Richtigkeit der Altersbestimmung zu zweifeln und die jüngsten für die ältesten Schichten zu halten, oder anzunehmen, daß infolge einer Drehung um  $180^\circ$  die Mulden aus Sätteln und die Sättel aus Mulden hervorgegangen seien.

Für solche in Wirklichkeit jedoch aus Einmuldungen und Aufwölbungen entstandenen Mulden und Sättel ist eine besondere Bezeichnung erforderlich. Da es sich hierbei um die tektonischen Formen einer zweiten oder Nachfaltung handelt,

so werde ich sie als Nachmulden und Nachsättel oder Nachgewölbe bezeichnen. In dem gesetzlich sanktionierten „Nacherben“ haben wir im Deutschen ein Analogon für diese Wortbildung. Würde das Wort *after* im englischen Sinne noch bei uns gebräuchlich sein, dann könnte man auch die Bezeichnung *Aftermulde* und *Aftersattel* wählen, was noch den besonderen Vorteil der Anwendbarkeit im Englischen hätte (*afterfold*, *aftertrough* etc.).

## 2. Die Berisalüberfaltung.

Soweit als die Berisalschiefer auf der Simplonkarte in die Erscheinung treten, liegen sie auf den jüngeren mesozoischen Sedimenten und deren Gneis-Intrusionen. Ihre Verbreitung ist auf zwei voneinander getrennte Bezirke beschränkt. Von diesen habe ich den östlichen nicht untersucht und ich weiß nicht, inwieweit eine Identität der im Osten des Antigorioales eingezeichneten Berisalschiefer mit denjenigen von Berisal besteht. Nach dem Kartenbild erscheinen sie als Ausstrich eines nach NW übergekippten Doppelgewölbes, das von mesozoischen Schieferen auf der NW-Seite unter- und auf der SO-Seite überlagert ist. Der Berisalkern tritt unter diesem Mantel im SW beim Mte. Larone im Isornotal hervor und erstreckt sich in nordöstlicher Richtung bis zur Marchenspitz und dem Dorfe Bosco im gleichnamigen Tale, wo er unter die jüngeren Schichten wieder untertaucht.

Tektonisch ganz unabhängig davon ist der Berisalschiefer im Süden und Westen der Simplonkarte. Er taucht im Osten von Domo d'Ossola (außerhalb der Karte) auf und zieht sich von da in nordwestlicher Richtung über Zwischenbergen bis zum Simplonpaß mit vorherrschend südwestlichem Einfallen seiner Schichten und stets auf den jüngeren mesozoischen Gesteinen und Schichten ruhend. Vom Paß aus greift er über diese in Form einer schmalen, im Maximum bis 4 km breiten und über 15 km langen Zunge in nordöstlicher Richtung hinüber und erreicht damit den nördlichsten Punkt seiner Verbreitung am Cherbadung. Seine Nordgrenze läuft von diesem Berge in westsüdwestlicher Richtung über Berisal, Schießhorn, Nanzlücke und Visperterbinnen an die Westgrenze der Karte, wo sie sich dann auf den Südgehängen des Rhônetales weiter bis Sion fortsetzt. Diese Überfaltung — denn als eine solche muß sie nach den Feststellungen im stratigraphischen Teile gelten — hat sicher eine Weite von 20 km. Die mesozoischen Schichten, die dementsprechend auch über diesem liegenden Berisalgewölbe zu erwarten sind, erscheinen mit Ausnahme

einiger kleiner, abgelegener Punkte auf der Simplonkarte nicht, sondern stellen sich erst erheblich weiter im Süden und Südwesten ein. Mit dem Gewölbe von Bosco hingegen hat diese Berisalfalte keinen Zusammenhang und kann ihn auch nicht haben. Wenn sich also durch spätere Untersuchungen herausstellen sollte, daß bei Bosco die echten Berisalschiefer gar nicht vorkommen und daß dort gar kein liegendes Gewölbe, sondern eine Mulde existiert, was aus den nachfolgenden Erörterungen als nicht unwahrscheinlich hervorgehen wird, so wird damit die Existenz der Berisalüberfaltung in keiner Weise betroffen.

Die Lagerung und Verbreitung der Berisalschiefer, welche uns zur Annahme einer so gewaltigen Überfaltung zwingt, steht, abgesehen von gewissen Einzelheiten, außer allem Zweifel. Sie ist so augenfällig, daß schon 1865 GERLACH auf seiner Karte sie mit einer verblüffenden Genauigkeit eingetragen hat. Er bezeichnete die Berisalschiefer als Helvetanphyllite und Gneise (Casannaschiefer z. T.), hielt sie aber für jünger als die darunterliegenden Gneise, so daß ihm diese Überlagerung als etwas sehr Natürliches erschien. Heute, wo es infolge der genauen geologischen Kartierung und der Aufschlüsse, die der Simplontunnel gebracht hat, nachgewiesen ist, daß die Berisalschiefer zwar wohl über jenen Gneisen, unmittelbar jedoch zunächst über mesozoischen Kalkgesteinen liegen, daß somit diese Überlagerung eine abnormale ist, muß sie durch große tektonische Bewegungen erklärt werden, und es können dabei nur Überschiebung oder Überfaltung in Betracht kommen. Nirgends aber, wo ich die Berisalschiefer unmittelbar auf den Kalkschiefern liegend beobachten konnte — und es bietet sich zu solchen Beobachtungen, besonders in der Umgebung des Simplonpasses, gute Gelegenheit — waren Anzeichen einer Überschiebungsfläche oder Mylonitbildungen zu bemerken. Überfaltung ist somit beim gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse allein imstande, die Überlagerung zu erklären. Die Kalksedimente und Gneise entsprechen danach dem liegenden Flügel dies gewaltigen Gewölbes und zugleich dem hangenden Flügel einer Mulde, die unter dem Gewölbe liegt.

Zu dieser liegenden Mulde sind alle die Gesteine zu rechnen, die unter den Berisalschiefern im Norden und Osten hervor kommen, und es steht zu erwarten, daß in ihr die verschiedenen stratigraphischen Glieder zweimal übereinander auftreten, zu oberst in verkehrter, zu unterst in normaler Lagerung, und daß zu allerunterst auch die Berisalschiefer wiedererscheinen werden, falls die Erosion tief genug heruntergearbeitet hat.

Wenn wir nun von Westen nach Osten etwa in der Richtung

Simplon-Hospiz—Cairascatal das Gebiet durchwandern, dann ergibt sich folgende Reihenfolge von oben nach unten:

1. Berisalschiefer,
2. Kalkgestein,
3. Leonegneis,
4. Kalkgestein,
5. Valgrandegneis,
6. Kalkgestein,
5. Lebendungneis,
4. Kalkgestein,
3. Antigoriogneis,
2. Kalkgestein.

Die liegenden Berisalschiefer sind also wirklich nicht aufgeschlossen, sonst aber entspricht die Schichtfolge genau der einer liegenden Mulde, denn wir sind ja berechtigt, den Leone mit dem Antigoriogneis zu identifizieren. Die Muldenmediane liegt im Kalkgestein 6.

### 3. Die Formazza-Überfaltung.

Der liegende Flügel der Berisalfalte zeigt besonders da, wo der hangende Flügel fehlt, bedeutende Verbiegungen, die ich als die Formazza-Überfaltung bezeichne, weil sie zu beiden Seiten dieses Tales am deutlichsten entwickelt ist. Es liegen dort sicher zwei Falten übereinander. Die untere beginnt im SW am Teggiolo und zieht mit ihrem Stirnrand in nord-östlicher Richtung über Goglio im Deverotal und den Busin-See nach Oberfrutt im Formazzatal. Die zweite beginnt erst im Osten von Formazza und zieht ins Basodino-Massiv hinüber. Soweit die Aufschlüsse reichen, zeigen sich die Berisalschiefer nirgends in diesen Falten.

Während es bei der Berisalüberfaltung ungewiß ist, ob sie mehr nach Norden oder mehr nach NO gerichtet war, lassen die Formazzafalten eine nordwestliche Faltungsbewegung sehr deutlich erkennen, und es ist diese Diskordanz der Bewegungsrichtungen eine Erscheinung von großer tektonischer Bedeutung.

### 4. Die Bedrettofaltung.

Die engen stehenden Falten bei Brig, die zwischen dem Gneis des Aarmassives und der Berisalfalte eingezwängt sind, streichen in ostnordöstlicher Richtung über Binn und den Nufenenpaß ins Bedrettatal. Nicht nur durch ihre Streichrichtung, sondern auch durch ihre Form unterscheiden sie sich sehr auffällig von den liegenden Formazzafalten und der Berisalfalte.

Mit ersteren treffen sie am Giacomopaß zusammen, während sie bei Brig, in nordsüdlicher Richtung gemessen, schon einen Abstand von 11 km von ihnen haben.

Diese drei Faltungseinheiten lassen sich trotz der bestehenden stratigraphischen Schwierigkeiten ziemlich genau feststellen, und sobald man auf der geol. Simplonkarte die Veränderungen vornimmt, zu welchen uns die Stratigraphie zwingt, dann wird man auch aus ihr ohne weiteres die drei Faltungszüge herauslesen. Viel schwieriger jedoch ist es, die zeitlichen und ursächlichen Beziehungen zu erkennen, die zwischen ihnen bestehen. Da ist es notwendig, durch ein minutiöses Studium der Einzelheiten die Anhaltspunkte zur Entzifferung der tektonischen Vorgeschichte zu gewinnen. Ein unübertreffliches Hilfsmittel dazu hat der Simplon-Durchstich geliefert, dem wir uns deshalb zunächst zuwenden wollen.

### 5. Der Simplontunnel.

Die geologischen Aufschlüsse in diesem Tunnel haben für die Auffassung des Gebirgsbaues in diesem Gebiete eine wahre Revolution gebracht. Sie sind von solch grundlegender Bedeutung geworden, daß sie auch hier eine besondere Besprechung erfordern. Was wir darüber wissen, verdanken wir in erster Linie den 31 Rapports trimestriels au Conseil fédéral suisse sur l'état des travaux du percement du Simplon, vom 31. Dezember 1898 bis zum 30. Juni 1906, in denen SCHARDT die jeweils durchfahrenen Gesteine und ihre Schichtlage in besonderen Kapiteln beschrieben hat. Der besondere Wert, den diese Berichte haben, liegt darin, daß sie den Tatbestand genau verzeichnen, soweit er damals bemerkenswert erschien, und daß bei der Auswahl der Mitteilungen nicht theoretische Gesichtspunkte maßgebend waren, sondern in erster Linie die praktisch wichtigen. Diese Unbefangenheit der Darstellung ist für uns von größtem Wert und läßt gern über das Fehlen genauerer petrographischer Untersuchungen hinwegsehen, die erst nach längerer Studienzeit zu geben möglich war, und die ja auch in Aussicht gestellt sind<sup>1)</sup>. Weitere Beiträge hat SCHARDT 1903, in Note sur le profil géologique et la

<sup>1)</sup> Die interessante Arbeit von H. PREISWERK: „Die metamorphen Triasgesteine im Simplon Tunnel“, erschienen in den Verh. der naturf. Ges. Basel 1913, ist mir vom Verfasser leider erst zu einer Zeit zugeschiedt worden, als das Manuskript schon abgeschlossen war. Die darin festgestellte Mineralführung der „triassischen“ Gesteine steht mit meiner Auffassung in bestem Einklang.

tectonique du Massif du Simplon, und C. SCHMIDT geliefert, der auch für einzelne Tunnelstrecken Profilzeichnungen gegeben hat (Führer zu den Exkursionen der D. G. G. 1907, S. 56 bis 63). Seine Aufsätze in den *Eclogae* (1907) und in den Erläuterungen zur Simplonkarte (1908) enthalten allerdings nur recht summarische Angaben über die Tunnelaufschlüsse, und das im März 1905 von C. SCHMIDT u. H. PREISWERK entworfene (*Eclogae* a. a. O., Taf. 8) Profil 1:50 000 gibt dieselben ziemlich schematisch und mit starker theoretischer Färbung wieder. Ich kann es deshalb unserer Besprechung hier ebensowenig zugrunde legen wie die vielen anderen seither veröffentlichten Profile von SCHARDT, SCHMIDT, STELLA u. a., deren Maßstab 1:150 000 oder noch kleiner ist.

Ich habe nach den SCHARDTschen Angaben ein Tunnelprofil 1:10 000 gezeichnet und mich dabei nur an die Rapports trimestriels gehalten. Dann erst habe ich dasselbe in das Simplonoberflächenprofil eingesetzt, das ich vorher genau in der Richtung der Tunnelachse durch das Gebirge gelegt hatte. Auf diese Weise erhielt ich zwei räumlich voneinander getrennte auf tatsächliche Beobachtungen gestützte Profile, die ich dann in Fig. 1, Taf. I mit punktierten Konstruktionslinien verbunden habe. Dadurch soll schärfer als dies bisher geschah, zwischen Tatsachen und Vermutungen unterschieden werden, was nach den Ergebnissen des stratigraphischen Teiles unbedingt erforderlich erscheint.

Wenn wir uns nun dem Tunnelprofile zuwenden, so fällt es auf, daß vom Nordportal weg die Schichten alle ganz steil, meist sogar vertikal stehen, gegen SO hin sich langsam umlegen, so daß sie ein nordwestliches Einfallen erhalten, dann immer flacher werdend, bei Km. 6 (vom Südportal) sogar vollständig horizontale Lagerung annehmen und weiterhin bis zum Südportal in eine Neigung nach SO übergehen. Im ganzen also, wenn wir von räumlich begrenzten Störungen, die hernach zu besprechen sind, absehen, bietet sich uns das Bild eines flach gespannten weiten Gewölbes dar, dessen nördlicher Flügel jedoch steiler als der südliche aufgerichtet ist und zuletzt sogar in vertikale Stellung übergeht. Sobald wir aber die petrographische Beschaffenheit und den stratigraphischen Wert der einzelnen Schichten ins Auge fassen, verschwindet dieses einfache Bild sofort, und es hält schwer, in dem Wirrsal der Erscheinungen Gesetzmäßigkeiten ausfindig zu machen.



## 6. Das Tunnelprofil.

Vom Nordportal weg durchfuhr man:

- I 677 m Glanzschiefer, nur teilweise kalkhaltig, meist von Quarz- und Calcitadern durchsetzt, erst  $40^{\circ}$  nach SO fallend, langsam sich steiler stellend bis  $85^{\circ}$  und zuletzt sogar steil nach NW geneigt.
- II 38 m grauer und weißer Anhydrit und Gips mit Dolomiteinlagen, zu beiden Seiten von weißem sericitischen Schiefer eingeschlossen (km 0,677—0,715).
- III 521 m Glanzschiefer wie oben 95 m,  $60\text{--}65^{\circ}$  nach SO fallend, 10 m Zerknitterungszone, 21 m vertikale Stellung, 59 m steiles Einfallen, nach NW bis zu  $25^{\circ}$  sich verflachend und dann wieder bis  $75^{\circ}$  NW-Neigung steigend, 74 m Zerknitterungszone mit Verwerfungen, 39 m Neigung von  $75\text{--}85^{\circ}$  nach SO, 17 m Zerknitterungszone, 83 m Neigung nach SO mit  $75\text{--}90^{\circ}$ , 11 m Zerknitterungszone mit viel Gleitflächen, 86 m Schiefer, horizontal, allmählich Neigung mit  $25\text{--}35^{\circ}$  nach SO annehmend, 26 m mit Neigung von  $70^{\circ}$  SO
- IV 294 m Anhydrit, Gips und Dolomiteinlagen. 156 m Anhydrit, Gips und Dolomit mit wiederholten sattelförmigen Aufbiegungen, 2 m grünlichgrauer Schiefer, 2 m Anhydrit, 4 m Schiefer, 23 m Anhydrit, 1 m weißer pyritreicher Schiefer, 23 m Anhydrit, 58 m grauer Kalkschiefer mit wenig Quarzadern, aber starken bizarren Fältelungen, durchaus vom Ansehen der normalen Glanzschiefer, 28 m Anhydrit. (km 1,236—1,530.)
- V 1467 m Glanzschiefer, dem vorausgegangenen ganz ähnlich und zunächst stark gefältelt, dann vertikal gestellt mit  $75\text{--}85^{\circ}$  Neigung nach SO, seltener NW, doch kommen auch Verbiegungen mit bis zu 1 m Krümmungsradius vor, mit kleinen Diskordanzen der Schichten verknüpft. Eine Zunahme der kieseligen Kalkeinlagerungen tritt ein und zugleich größere Krystallinität.

- VI 153 m gleiche Gesteinsarten, aber plötzlich mit 20—25° SO Neigung und mehrfach mit vertikalen Schichten abwechselnd. (km 2,997 bis 3,150.)
- VII 420 m gleiche Gesteinsarten, Neigung nach SO mit 75—85°, dann bei km 3,432 Neigung 70—80° NNW und Streichen (statt N 40° O) N 55—75 O. Von km 3,500—3,565 vertikale Stellung und dann wieder Neigung nach SO bis km 3,570.
- VIII 261 m Glanzschiefer, kalkhaltig und weich, wellig gebogen, bei km 3,595 fast horizontal, dann steiler bis vertikal, aber mit zickzackförmigen Verbiegungen zwischen km 3,695 und 3,735, ganz mürb mit viel Gleitflächen, von km 3,710 nach SO fallend.
- IX 34 m Glanzschiefer mit Einlagerungen von 2—3 m dicken krystallinen Kalkbänken. Neigung nach NW mit 80—85° bis km 3,865.
- X 46 m Dolomit und glimmerreicher Schiefer, Neigung NW 80—85°. Bei km 3,900 ein Gneisband, 1 m stark, von Gleitflächen begrenzt, diskordant im Schiefer. Die Gesteinsfolge ist 26 m Dolomit, 12 m Schiefer mit Gneisgang, 2 m Dolomit, zu unterst Gleitfläche gegen den
- XI 80 m Gneis (Eistengneis) zwischen km 3,911 und 3,991.
- XII 91 m Dolomit 59 m, körniger grauer Kalk 3 m, glimmerreicher Schiefer 22 m, weißer Dolomit 5 m, schwarzer Glimmerschiefer 1,5 m. Viel Verbiegungen der Schichten. Deutliche Diskordanzen.
- XIII 329 m Gantergneis mit vielen bis  $\frac{1}{2}$  m breiten Aplitgängen zwischen km 4,081 und 4,410.
- XIV 400 m kieseliger Kalk, Cipollin und sericitischer Glimmerschiefer in Wechsellagerung mit quarzitischen Lagen und Kalkschiefer mit Granaten und Hornblende. Neigung NW mit 70—75°.
- XV 100 m Grünschieferzone mit grauem kalkhaltigen Granatglimmerschiefer zwischen km 4,810 und 4,910.

- XVI 90 m Granatglimmerschiefer mit einigen weißen Marmorbänken, Neigung NW mit  $50^{\circ}$ — $70^{\circ}$  bis km 5,000.
- XVII 2247 m Gneis, Glimmerschiefer, Chlorit-Hornblendeschiefer und Quarzit in vielfacher Wechsellagerung und meist ganz kalkfrei, Neigung nach NW mit  $50^{\circ}$  nimmt allmählich ab bis  $20^{\circ}$ , bei km 6,885 beinahe horizontal. Zwischen 5,000 und 5,355 sind die granatführenden Schiefer stark von Gneislagen durchsetzt. Zwischen km 5,990 und 6,075 ausschließlich Augengneis, bis km 7,247.
- XVIII 5 m Kalkschiefer, zuerst chloritisch und granatführend, dann kalkreich und mit Einlagerung von 5—10 cm starken glimmerführenden Kalkbänken.
- XIX 893 m Leone-Gneis, zuerst aplitisch (6 bis 7 m), dann glimmerig und schichtig wie der Gantergneis, ist durchweg etwas kalkhaltig, mit Gängen von Quarz, Calcit und violetter Anhydrit. Von km 7,800 an im glimmerreichen Gneis viel rötlichgelbe Granaten. Neigung NW mit  $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$ . Zwischen km 7,965 und 8,005 mit schwacher horizontaler Wellung, dann bis zu  $50^{\circ}$  nach NW, bei km 8,085 20 m weit nach SO geneigt, dann wieder nach NW. Endet bei km 8,145.
- XX 442 m Schiefer verschiedener Art, mit Neigung von  $35^{\circ}$  nach NW beginnend, bis  $20^{\circ}$  abnehmend, bei km 8,550 fast horizontal. Bei km 8,567 eine Verwerfung und danach Neigung  $45^{\circ}$ — $50^{\circ}$  nach NW. Es folgen nacheinander: 10 m weiße quarzitische Kalkbänke, in glimmerreichen Marmor übergehend, 30 m Kalkglimmerschiefer, 1 m Quarzitbank, 104 m quarzführender mehr oder weniger kalkreicher Glimmerschiefer, stellenweise mit Granaten, 276 m silbergraue bis grünlichgraue weiche Schiefer mit eingesprengten Biotitblättern, hinter der Verwerfung 7 m weißer kalkhaltiger Quarzit, 6 m Glimmerschiefer, 7 m Quarzit bis km 8,587.

- XXI 181 m Gneis, teils hell, teils dunkel und glimmerreich, lokal mit großen Granaten. Er ist stark mit Gleitflächen und Verbiegungen durchsetzt, besonders bei km 8,600, 8,745 und 8,768. Die Spalte bei km 8,745 ist mit kaolinisiertem Gneisgrus gefüllt.
- XXII 163 m Glimmerschiefer wie vorher, aber stark zerknittert und zu einer Spiegel-Breccie zerdrückt, die Spiegel durch Bewegungen von SO nach NW hervorgerufen. Die Richtung der Hauptgleitflächen ist wenig schief zur Schieferung. Zwischen km 8,855 und 8,870 sind die Schiefer nach SO geneigt, andere stehen vertikal. Von km 8,768 bis 8,931.
- XXIII 291 m Valgrande-Gneis. Zuerst 58 m Gneis und Glimmerschiefer vermischt, mit Nestern von Granat und stets etwas kalkhaltig. Dann granatführender, glimmerreicher Gneis von km 9,100 an mit Hornblendenadeln und glimmerschieferartigen Varietäten. Bei km 9,000 Neigung mit  $30^\circ$  nach SO, dann nach NW bis zur Gleitfläche bei km 9,080, die  $30^\circ$  nach SO geneigt ist, darauf Neigung im Gneis nach SO und von km 9,200 an mit  $35^\circ$  nach NW. Bei km 9,260 Kontakt mit
- XXIV 420 m Glimmerschiefer,  $42^\circ$  nach NW geneigt. Der blaugraue sericitische Schiefer schließt einzelne gneisartige Lagen ein. Bei 9,375 km Quarzitschiefer und Glimmerschiefer, bei 9,399 km dolomitischer Cipollin mit einigen Anhydriteinlagerungen, die an Menge zunehmen bis km 9,627, dann Kieselkalk, Dolomit und grauer Kalkglimmerschiefer bei km 9,680. Neigung nach NW mit  $30-50^\circ$ .
- XXV 939 m grauer Kieselkalk und heller körniger Marmor, fällt zuerst  $25^\circ$  NW und verflacht bei km 9,110 (vom Südportal) auf  $10^\circ$ . Einige große Spalten mit Gleitflächen stehen in Beziehung zu den Tunnelquellen.

Die Grenzfläche bei km 9,110 ist nach SCHARDT eine Verwerfung; in Galerie I ist sie mit  $83^\circ$  nach NW, in Galerie II aber mit  $35^\circ$  nach SW geneigt. Er nennt sie deshalb une surface gauche. Jenseits dieser Fläche folgt

XXVI- 2005 m Kalkglimmerschiefer mit einzelnen Granaten, der aber 90 m weit von Gleitflächen ganz durchsetzt und besonders nahe der „Verwerfung“ förmlich zerhackt (hachuré) ist.

Dann geht er in normalen, grauen, granatführenden Kalkglimmerschiefer über, der zuerst mit  $10-20^{\circ}$  nach SO einfällt, an einer Stelle sogar zwischen km 8,820—8,830 horizontal liegt. Er ist von sich kreuzenden Gleitflächen durchsetzt bis zu der SW streichenden vertikalen Verwerfungsspalte bei km 8,691, jenseits welcher die Schiefer zuerst horizontal liegen und dann  $10-25^{\circ}$  nach NW einfallen. Es stellen sich im Schiefer teils helle Kalkbänkchen, teils quarzitisches Einlagerungen ein. Oft ist der Schiefer durch Biotitknötchen gesprenkelt. Bei km 7,115 folgt

XXVII 280 m weißer Marmor, oft mit viel Biotit, Phlogopit (?) und grünlich gelbem Sericit, zwischen km 7,110—7,115 ist er grau und quarzföhrnd, zwischen km 6,831 und km 6,862 wird er ein kalkreicher, körniger, Biotit und Muscovit föhrender Glimmerschiefer. Neigung nach NW mit  $15 + 20^{\circ}$ .

XXVIII 1504 m Glimmerreicher, schichtiger Gneis mit sehr viel Linsen von körnigem (Antigoriogneis ähnlichem) Gneis, die nach SCHARDT keine Gerölle sein können. Auch in den aplitischen Gneisbändern kommen solche Linsen oft mit zonarer Struktur vor. Oft sind die Linsen auch basischer Natur. Die ersten 660 m fällt der Gneis mit  $25-10^{\circ}$  nach NW ein, auf 205 m liegt er horizontal, auf 375 m ist er mit  $5-6^{\circ}$  nach NW geneigt, auf 330 m wieder horizontal, und auf weitere 34 m fällt er mit  $10^{\circ}$  nach SO. Darüber folgt bei km 5,326

XXIX 385 m Kalkschiefer mit viel Quarz- und Calcitadern und hie und da mit Einlagerungen von körnigen Kalkbänken. Er ist stark zerknittert, aber wellig horizontal gelagert, mit schwacher Neigung nach SO, die kurz vor km 4,940 steil wird.

- XXX 330 m Es folgt darüber zuerst eine Marmorbank und dann wellig verbogene Kalkglimmerschiefer und Anhydrit, später auch mit Dolomiteinlagen, die mit  $15-35^{\circ}$  nach SO einfallen, dann sich aber wieder ganz verflachen, bis km 4,610. Unvermittelt folgt in steiler Stellung mit Neigung von  $70-75^{\circ}$  nach SO
- XXXI 150 m glimmeriger Kalkschiefer mit Anhydriteinlagerungen (Carl SCHMIDT gibt bei km 4,560 einen größeren Graniteinschluß an, der vielleicht dem an der Poststraße bei Eisten analog sein dürfte, SCHARDT hat ihn nicht erwähnt), der starke Faltungen zeigt, so daß bei km 4,460 nordwestliches und südöstliches Einfallen wiederholt mit horizontaler Lagerung abwechseln. Jenseits einer Gleitfläche
- XXXII 41 m feinschiefriger Kalkglimmerschiefer ohne Anhydrit und Dolomit, aber mit zerbrochenen Bänken von Kalk und Cipollin. Er ist stark zerdrückt und verbogen, bildet vielleicht zwei Gewölbe. Eine Verwerfung bei km 4,420 streicht  $N 50^{\circ} O$  und fällt  $80^{\circ} SO$  (siehe SCHARDT: „Note sur le profil“ 1903, Taf. II). Jenseits folgt
- XXXIII 95 m weißer und grauer glimmerreicher Marmor, diskordant zu den nördlich anstoßenden Schiefen. Er fällt  $35-40^{\circ} SO$ , ist aber an der Verwerfung gestört und fällt sogar gegen sie ein. Darüber liegt bei km 4,325
- XXXIV 4325 m Antigoriogneis, bis zum Südportal zuerst  $40^{\circ}$  nach SO geneigt, dann in horizontal wellige Lagerung übergehend und zuletzt  $8-10^{\circ} SO$  fallend. Er schließt viele Glimmerschieferpartien von bis zu 20 m Breite ein, wird von zahlreichen Aplitgängen durchsetzt und zeigt auf den Bankungsflächen sehr oft Gleitspuren. Bei km 3,855 ist er von einer vertikalen Verwerfungsspalte durchsetzt, die  $N 36^{\circ} W$  streicht und auf der heiße Quellen aufsteigen und kalte in die Tiefe sinken. Nach SCHARDT beträgt ihre horizontale Verschiebung bis 10 m, ihre vertikale 5 m, d. h. der östliche Gebirgsteil ist von Süd nach Nord auf 10 m unter einem Winkel von  $30^{\circ}$  in die Höhe geschoben worden.

Die Deutung, welche SCHARDT der Anhydritzone IV gegeben hat, erscheint wohl begründet. Die starken Verbiegungen in der 156 m breiten Hauptmasse stehen mit der Vorstellung eines Gewölbes in Einklang, und die 58 m breite Zone verknitterter Glanzschiefer läßt sich als eine kleine Sattelmulde verstehen. Die nur 38 m breite Anhydritzone II zeigt hingegen keinerlei Spuren gewölbartiger Umbiegungen und könnte deshalb auch als eine einfache Einlagerung in den Kalkschiefern aufgefaßt werden. Dahingegen ist es sehr wahrscheinlich, daß die zwei Gipslager bei der Massa (Fig. 4) außerhalb des Tunnels im Norden des Nordportales jenseits der Rhône der Zone IV entsprechen und den Nordflügel einer Mulde bilden, in deren Kern die Glanzschiefer I und III mitsamt dem Anhydrit II liegen. In diesem Muldenkern hat man nirgends auch nur die geringsten Spuren einer muldenförmigen Schichtumbiegung beobachtet, aber man wird annehmen dürfen, daß dieselbe in größerer Tiefe unterhalb der Tunnelsohle vor sich geht, und die 4 m breite Zerknitterungszone in Glanzschieferzone III deutet vielleicht eine Muldenmediane an. Ob der Muldenkern ganz aus Triasschichten besteht, oder ob ein innerster Teil schon zum Lias gehört, läßt sich nicht entscheiden. Wenn der Anhydrit II kein Gewölbe, sondern eine Einlagerung sein sollte, wird auch der größte Teil der Schiefer noch in die Trias zu stellen sein, etwa als Rät. Die Glanzschiefer der Zone V bilden den südöstlichen Flügel des Anhydritgewölbes IV und haben zunächst auch die gleiche petrographische Beschaffenheit wie die Schiefer I und III. Weiterhin aber verändern sie sich etwas durch Aufnahme kieseliger Kalkbänke. Sie entsprechen wahrscheinlich einem höheren stratigraphischen Horizont, der in den Bedrettomulden nicht mit eingefaltet ist, und man könnte allenfalls mit ihnen den Lias anfangen lassen. Diese ganze Serie hat die beträchtliche Mächtigkeit von im Maximum vielleicht 1000 m; denn wegen der Fältelungen und der schiefen Neigung der Schichten und der zahllosen Quarzgänge bedarf die entsprechende Tunnellänge einer starken Reduktion, um als Maß der Mächtigkeit zu dienen. Die Zone VI besteht aus den gleichen Gesteinsarten, aber statt der regelmäßigen Steilstellung mit 75—85° Neigung gegen SO, tritt hier plötzlich flache Neigung von 20—25° abwechselnd mit steiler Stellung ein, und erst in Zone VII stellt sich wieder die alte Ordnung ein. Diese 153 m breite Störungszone VI macht es wahrscheinlich, daß wir uns in der Mediane der großen liegenden Berisalmulde befinden, wo die ursprüngliche Oberfläche der Gesteine der Zone V mit derjenigen der Zone VII infolge der Überfaltung in Berührung kam, wobei die obersten Lagen beider durch die ge-

waltige Massenbewegung starke Zerrüttung erlitten. Ähnlich wie in Zone V folgt auf Zone VII die Zone VIII mit feinen Glanzschiefern, wie solche das Gewölbe IV umhüllen. In dieser Zone VIII herrschen starke Verbiegungen vor und Störungen auf Gleitflächen. Sie erklären sich wohl damit, daß bei der großartigen Überfaltung diese weicheren Gesteine von der Last der darüber liegenden Massen schwer zu leiden hatten, während da, wo in Zone IX sich wieder feste bis zu 3 m dicke Kalkbänke einstellen, die Schichten ihre regelmäßige Anordnung mit steiler Neigung nach NW behalten haben, ebenso wie dies in der Dolomitzone X, die der Trias zugezählt werden darf, der Fall ist.

Die Tatsache, daß die in Zone VI liegende Medianfläche der Mulde jedenfalls eine sehr steile Stellung hat, erschwert die Erkenntnis, daß es sich dabei um eine ursprünglich liegende, durch Überfaltung gegen Norden entstandene Mulde handelt, die erst durch die Nachfaltung gerade an dieser Stelle steil aufgerichtet worden ist. Die Beweise hierfür finden wir aber auf der Südseite des Tunnels.

Die dünne Gneislage in Zone X liegt diskordant in den Triasschichten und muß deshalb als Gang gedeutet werden. Auch der Eistengneis zeigt sowohl zu seinen hangenden als auch zu den liegenden Triasschichten unverkennbare Diskordanzen, und das gilt auch für den Gantergneis der Zone XIII. In der folgenden Zone XIV fehlen Dolomit- und Anhydriteinlagerungen, wie es scheint, vollständig, aber zugleich ist der Gesteinscharakter von dem der Zonen VII—IX sehr verschieden. Es liegt deshalb kein Grund vor, diese Gesteine für etwas anderes zu halten, als was sie erscheinen, nämlich als das Liegende der dolomitführenden Trias. Das gilt auch für die Zone XV mit den vielen Grünschieferlainlagerungen und für Zone XVI, in der die Kalkgesteine zwar bereits stark zurücktreten, aber in Form weißer Marmorbänke doch noch vorkommen. Die Gesamtmächtigkeit dieser untertriasischen Schichten der Zonen XIV—XVI kann auf 400 m geschätzt werden, die der dolomitischen Trias auf über 100 m.

Der Übergang zur Zone der Berisalschiefer macht sich durch keinerlei Diskordanz bemerkbar. Es stellen sich erst feinkörnige, granathaltige, helle Gneise ein in granatführenden und granatfreien Glimmerschiefern, dann graue Gneise mit Aplitzügen, mehrere Amphibolitlagen, die stets noch etwas Kalk enthalten. Nach 733 m erst kommt ein kalkfreier Glimmerschiefer, der von Gneisen ganz durchschwärmt ist, so daß es schwer hält, beide auseinander zu halten, aber ein besonders



mächtiger Gneiszug ist zwischen Km 5,999 und 6,075 durchfahren worden. Außerdem stellen sich auch viele Amphibolitgesteine ein. Der Umstand, daß zwischen den Berisalschiefern und den Kalkschichten der Trias keine Diskordanz und keinerlei Grundkonglomerat in der Trias zu bemerken ist, läßt darauf schließen, daß zwischen die Ablagerung beider Formationen kein großer Zeitabschnitt fiel, daß somit diese Berisalschiefer vielleicht als jungpalaeozoisch angesehen werden dürfen.

Diese Schichten fallen alle nach NW, aber anfangs erheblich steiler als später, woraus geschlossen werden darf, daß sie die Form einer nach SO geöffneten übergekippten Mulde haben, die aber abnormal ist, weil die jüngeren Kalkschichten am Hangendflügel über und am Liegendflügel unter den älteren Berisalschiefern liegen. Wir haben hier somit eine offenbare Nachmulde.

Die nun folgende Zone XVIII hat den Nappisten große Schwierigkeiten bereitet. Sie liegt nach ihnen zwischen Berisal- und Leonegneis und müßte somit als Mulde zweimal die ganze Kalkschieferformation in sich einschließen, obwohl ihre Mächtigkeit nur wenige Meter beträgt. Trotzdem also eine ungeheure Ausquetschung stattgefunden haben soll, kann man doch den Gesteinen davon gar nichts ansehen. Der Bericht SCHARDTs geht darüber hinweg mit den Worten: „La zone de schiste calcaire, traversée entre 7,247—7,252, se compose d'abord de schiste chloriteux granatifère avec quelques feuilletés calcaires; puis de schiste gris très calcarifère; enfin de deux lits de calcaire grenu micacé de 0,05 à 0,1 m d'épaisseur, séparés par du schiste calcaire broyé.“ Da aber der folgende Leonegneis für uns nur eine Intrusion in den Kalkschichten bedeutet, so sind diese 5 m nichts anderes als die untersten Lagen der „Unteren Trias“. Die höheren Schichten folgen nach dem ungefähr 500 m mächtigen Leonegneis und bestehen (Zone XX) aus kalkreichen, oft quarzhaltigen Glimmerschiefern, glimmerreichen Marmor- und Quarzitbänken von etwas über 200 m Mächtigkeit. Dann folgt nochmals ein ungefähr 100 m mächtiges Gneislager und danach wieder granatführende Kalkglimmerschiefer wie in Zone XX.

Nach ihrer petrographischen Beschaffenheit sind alle Kalkgesteine der Zonen XVIII, XX und XXII mit den untertriasischen Gesteinen der Zonen XIV—XVI in Parallele zu stellen.

In Zone XXII sind die Schiefer stark verdrückt und von Gleitflächen durchsetzt, die mit den nach NW geneigten Schichtlagen einen Winkel bilden. Plötzlich nehmen die Schichten eine Neigung nach SO an, stellen sich stellenweise auch senk-

recht. Der nun folgende Valgrandegneis, der mit Glimmerschiefer wechsellagert, hat anfangs ebenfalls SO-Neigung, und erst bei Km 9,200 stellt sich definitiv Einfallen mit  $35^{\circ}$  nach NW ein. Wir haben somit eine ungefähr 400 m breite Zerrüttungszone durchschritten, in der der Wechsel der Schichtneigung von Gleitflächen begleitet ist. Die Hauptverwerfungsflächen liegen in der Schieferzone und an der Grenze zwischen dieser und dem Valgrandegneis und scheinen nach den leider unbestimmten Angaben in den Rapports nach NW geneigt zu sein. Ich nehme an, daß sie steiler stehen als die nach NW geneigten Schiefer.

Unter den Gneis einfallend hat man weiterhin (Zone XXIV) Glimmer- und Quarzitschiefer mit dolomitischem Cippolin, Ankydritlager und Kieselkalke mit Dolomit, die der Trias zuzurechnen und im ganzen etwa 200 m mächtig sind. Dann erst kommen wieder (Zone XXV) die dolomit- und gipsfreien grauen Kieselkalke und Marmorbänke mit einer Mächtigkeit von mindestens 400 m.

Im Süden der Berisalschiefer und unter ihnen liegend haben wir somit eine Kalkformation mit drei Gneiseinlagerungen. In den „untertriasischen“ Schichten liegen die zwei Leonegneismassen, die petrographisch mit dem Ganter- und Eistengneis im Norden der Berisalschiefer große Ähnlichkeit haben.

Die mitteltriasische Dolomit- und Anhydritzone liegt unmittelbar unter dem Valgrandegneis. Aber das Profil ist hier durch die Verwerfung in der Zone XXII gestört und der Valgrandegneis dadurch in das Niveau der untertriasischen Schichten gebracht worden. Vielleicht ist es diesem Umstande zuzuschreiben, daß die untertriasischen Schichten, welche im Norden 400 m mächtig sind, hier im Süden nur in einer Mächtigkeit von etwa 250 m (wenn wir dabei von den Gneiseinlagerungen absehen) aufgeschlossen sind. Die mitteltriasischen Schichten hingegen haben beiderseits dieselbe Mächtigkeit von rund 100 m. Daraus ergibt sich dann für die Verwerfung in XXII, daß die Gebirgsmasse im NW derselben tiefer liegt als im SO, und zwar um etwa 200 m.

Die Grenzfläche bei Km 9,110 (S. P.) hat nicht die Gestalt einer normalen Verwerfung, sie ist windschief, und zwar so stark, daß sie in der einen Tunnelgalerie mit  $83^{\circ}$  nach NW, in der anderen mit  $35^{\circ}$  nach SW einfällt. Ich betrachte sie als die Muldenmediane, welche in dieser liegenden Mulde den hangenden von dem liegenden Flügel trennt. Es ist dieselbe Mediane, die wir im Norden bei Km 3 bereits kennen gelernt haben. Hier tritt sie aber umso deutlicher hervor, weil im SO die

Kalkschiefer des liegenden Flügels (Zone XXVI) petrographisch sich von denen des Hangendflügels unterscheiden. Stratigraphisch nehmen sie auch eine höhere Stelle ein. Die starke Zerrüttung der Gesteine auf eine Erstreckung von 10 m steht mit dieser Auffassung in bester Übereinstimmung. Die meist granatführenden Kalkglimmerschiefer des liegenden Flügels zeichnen sich durch ihre schwache Neigung nach NW aus. Weiter im Liegenden (Zone XXVII) stellen sich darin weiße glimmerreiche Marmore ein, und dann folgt (Zone XXVIII) nach SCHMIDT und PREISWERK Lebendungneis. SCHARDT hat ihn, als er von Süden her erst ein Stück weit erschlossen worden war, in den Rapports als ein umgewandeltes ursprünglich sedimentäres Konglomerat gedeutet, später aber kam er zu der Überzeugung, daß er ein echtes Erstarrungsgestein mit linsenförmigen Segregationen sei. Auf alle Fälle hat er nach dieser Beschreibung petrographisch mit dem Lebendungneis die größte Ähnlichkeit. Er liegt sehr flach, später sogar ganz horizontal und schießt zuletzt rasch umbiegend mit bis  $10^0$  nach SO ein. Infolgedessen gelangt der Tunnel von neuem in Kalkschiefer (Zone XXIX), den man geneigt sein könnte mit dem im Norden des Lebendungneises zu identifizieren. Er hat aber eine andere petrographische Beschaffenheit und wird außerdem weiterhin von einer mächtigen „mitteltriasischen“ Zone von Anhydrit und Dolomiten überlagert, was beweist, daß die Schichten hier verkehrt, am Nordrand des Lebendungneises aber normal liegen. Das ist aber nur möglich, wenn der Gneis eine Mulde bildet, deren unterer Flügel sehr flach liegt, während der obere steil in die Höhe steigt, wie ich das im Tunnelprofil angedeutet habe. Der Tunnel hat zufällig nur den unteren Flügel der ganzen Länge nach durchfahren. Diese Vermutung wird auch durch die weiteren Tunnelaufschlüsse durchaus nur bestätigt. Die Anhydrit-Zone XXX mit ihren unter  $15-35^0$  nach SO einfallenden Schichten endet plötzlich bei Km 4,610 an einer Verwerfung, hinter der glimmerige Kalkschiefer mit nur wenig Anhydriteinlagerungen in steiler Stellung und stark zusammengefaltet angetroffen wurden (Zone XXXI), und dann kommt wieder eine Verwerfung, die N  $50^0$  O streicht und mit  $80^0$  nach SO einfällt. Sie trennt die Schiefer von dem weißen Marmor, (Zone XXXIII), der nach SO geneigt ist und unter den Antigoriogneis einschließt. Auf diesen zwei Hauptverwerfungen sind die Massen im Süden jeweils ein Stück in die Tiefe gesunken. Da aber Lebendungneis überall, wo normale Schichtenfolge im Simplongebiet herrscht, über dem Antigoriogneis liegt, so ist damit bewiesen, daß hier zwischen Km 5,300 und 4,0 die Gesteine alle überstürzt sind. Umgekehrt jedoch liegen sie über

der Tunnellinie an der Tagesoberfläche am Teggiolo in normaler Folge, und daraus ergibt sich, daß der Antigoriagneis hier einen liegenden Sattel bilden muß, dessen First zwischen Vallè und dem Tunnel etwa in 1200 m Meereshöhe zu suchen wäre.

Rückwärts schreitend haben wir also von Süd nach Nord zuerst die liegende Teggiolofalte, dann die große ebenfalls liegende Berisalmulde, deren hangender Flügel jedoch durch Nachfaltung die Form einer nach Süden geöffneten isoklinalen Mulde angenommen hat. Und zuletzt kommt die stehende Bedrettofalte. Dieser großartige Faltenwurf ist nachträglich durch zwei Verwerfungen betroffen und das Ganze durch dieselben in drei Schollen zerlegt worden. Wenn wir die Lage der mittleren Scholle als Fixpunkt nehmen, dann sind die beiden anderen in die Tiefe gesunken, jede ungefähr um 200 m.

## 7. Verbindung des Tunnel- mit dem Oberflächenprofil.

Taf. VI, Fig. 1.

Die geologischen Beobachtungen, die man an der Oberfläche des Simplongebietes jederzeit zu machen Gelegenheit hat, lassen sich mit denjenigen, welche während des Tunneldurchstiches gemacht worden sind, verhältnismäßig leicht in Einklang bringen.

Schon seit langer Zeit hat man erkannt, daß im Rhônetal stehende Falten existieren, und nur über die Anzahl derselben bestehen Meinungsverschiedenheiten. B. STUDER machte den Anfang mit einer einzigen Mulde, und zuletzt haben STELLA 3, SCHMIDT und PREISWERK 4, SCHARDT sogar 6 stehende Gewölbe in diese Mulde hineingelegt. Mit Sicherheit läßt sich jedoch nur eines — das Rieder-Gewölbe (Zone IV) — nachweisen. Ein zweites — das Thermen-Gewölbe — ist etwas zweifelhaft, doch entbehrt es nicht einer gewissen Wahrscheinlichkeit. Die auf der Karte eingetragenen Gipszüge beweisen, daß diese Falten N 60° O streichen und mit denen des Nufenenpasses und Bedrettotales zusammen hängen, so daß ich sie auf Taf. VI, Fig. 1 geradezu als Bedrettofalten bezeichnet habe. Der Südflügel des Riedergewölbes bildet den Übergang zur großen liegenden Berisalfalte und setzt sich als liegender Flügel der Berisalmulde weiter nach Süden fort. Er taucht, zunächst nach Süd fallend, tief unter, biegt sich dann aber wahrscheinlich um und steigt wieder in die Höhe, so daß er es sein kann, der auf der Tunnel-Südseite zwischen Km 9 und 5 angetroffen wurde. In dem unzugänglichen Teil der Saltineschlucht ist sein Kontakt mit dem hangenden Muldenflügel zu vermuten, der im Tunnel bei Km 3 wirklich durchfahren wurde. Auf

der Höhe des Glieshornes und des Klenenhornes fallen die Kalkschiefer des hangenden Flügels nach SO ein, im Tunnel stehen sie fast seiger mit Neigung nach NW, sie beschreiben also in der Fallrichtung eine nach N geöffnete Kurve, deren nach Süd gekehrter Scheitel sich bei Eisten in der ausgesprochenen Neigung der Schichten nach NW verrät. Noch viel deutlicher tritt diese Erscheinung im Westen der Saltine zwischen Glieshorn und Schießhorn hervor. Aus der Tiefe bei Grund steigen die Schichten mit NW Einfallen zum Schießhorn empor, richten sich dort bis zu vertikaler Stellung auf, biegen dann nach NW um und legen sich mit flachem Südeinfallen über das Faulhorn nordwärts bis zum Glishorn hin. Auf dem Profil (Fig. 1, Taf. VI) habe ich dieses Lagerungsverhältnis, durch Luftlinien angedeutet.

Der Hangendflügel der Berisalmulde unterscheidet sich in seiner Zusammensetzung sehr wesentlich von dem Liegendflügel. An sich ist dies nicht merkwürdig, denn sie sind ja nicht wie die Flügel der Briger Bedretto-Falten ortsnahe Gebilde. Die Teile, welche sich gegenwärtig in der Muldenmediane bei Km 3 berühren, lagen vor der Faltung mindestens 50 km weit auseinander, und es wäre geradezu wunderbar, wenn sich die gleichalterigen Ablagerungen in solcher Entfernung genau in derselben Facies entwickelt hätten. Der Hauptunterschied liegt in der „Trias“, wo der Anhydrit gegenüber dem Dolomit und Marmor sehr stark zurücktritt. Wo der Hangendflügel zwischen Km 9 und 10 durchfahren wurde, enthält er zwar reichlich Anhydrit, doch wiegt der Dolomit stark vor, und wo dieser Flügel rings um den Monte-Leone-Stock zutage tritt, ist er durch seine Armut an Anhydrit ausgezeichnet gegenüber dem liegenden Flügel, der zwischen Km 4 und 5 auf der Südhalfte des Tunnels angetroffen wurde. Und wo er im Cairascatal zutage kommt, schließt er ebenfalls sehr reiche Anhydritlager ein. Auffällig sind auch die Graniteinlagerungen, die im Hangendflügel bei Eisten in der „Mittel-Trias“ liegen ebenso wie bei Alpe Veglia und am Lago d'Avino. Sie sind aber nicht horizontbeständig, denn im Tunnel bei Km 9 liegen sie unter der „Mittel-Trias“. Daß sie im Rieder-Sattel nicht vorkommen, könnte vielleicht so gedeutet werden, daß sie dort zu tief liegen und deshalb von der Tunnelsohle nicht erreicht werden konnten, aber es ist doch bemerkenswert, daß sie auch nördlich der Rhône in der Gipszone gänzlich fehlen und der Gneis des Aarmassives erst in ihrem Liegenden zum Vorschein kommt, ganz in ähnlicher Weise, wie dies bei Km 4 der Tunnelsüdhalfte der Fall ist, wo der Antigoriogneis ebenfalls unter,

beziehungsweise infolge der Überkippung über der Mitteltrias liegt und der Lebedungneis erst erheblich im Hangenden sich einstellt. Letzterer scheint gegen Norden überhaupt ein Ende zu nehmen, denn er ist im Liegendflügel bei Brig nirgends mehr angetroffen worden.

Die untertriasischen Schichten des Hangendflügels zwischen Gantertal und Berisal zeichnen sich durch ihre bedeutende Mächtigkeit aus und durch die im Tunnel festgestellte Einschaltung von Grünschiefern, die auch bei der Steinen-Alp zutage austreichen. Sie scheinen jedoch nur eine lokal beschränkte Verbreitung zu haben, denn zwischen Km 7 und 9, wo die untertriasischen Schichten dieses Flügels wieder angetroffen wurden, fehlen sie ganz und statt dessen liegen hier zwei Gneislager darin, zu unterst der mächtige Leone-Gneis und zu oberst ein ähnlicher, aber minder mächtiger Gneis. Wahrscheinlich sind diese die Fortsetzung des Ganter- und Eisten-Gneises gegen Süden, die aber hier nicht mehr in der Mittel-Trias eingeschaltet, also auch nicht horizontbeständig sind. Die Diskordanz, welche zwischen den Schiefern und dem Ganter- und Eistengneis existiert, und auf die schon SCHARDT in den Rapports hingewiesen hat, steht damit in vollem Einklang und gibt uns auch die Erklärung, weshalb die Kalkschiefer zwischen dem Monte-Leone-Gneis und den Berisalschiefern bei km 7,250 nur eine Mächtigkeit von 5 m haben. Man braucht da nicht Ausquetschung zu Hilfe zu nehmen, gegen die die Beschaffenheit der Schiefer durchaus spricht.

Die Mächtigkeit der Gneiseinlagerungen nimmt gegen Süden erheblich zu, und außerdem stellt sich in höheren Horizonten auch noch der Valgrandegneis ein. Er hat an vielen Stellen zwar ganz das Aussehen echten Monte-Leone-Gneises, zeichnet sich aber dadurch von ihm aus, daß er in viel höherem Maße stark umgewandelte Schieferpartien in sich einschließt, die aber ihren ursprünglichen Kalkgehalt z. T. noch erhalten haben, während diejenigen im Leonegneis nichts mehr davon zeigen. Sie liegen meist annähernd parallel zur Bänderung des Gneises und haben zu der irrigen Auffassung des Valgrandegneises als Paragneis Veranlassung gegeben.

Diese Gneise streichen an den östlichen und südlichen Steilgehängen des Leonemassives aus, senken sich von da gegen SW herab bis ins Doveriatal und steigen jenseits desselben wieder in die Höhe um das Seehorn herum nach Zwischenbergen und weiter in östlicher Richtung über die Rovalekette bis Crevola im Ossolatal. Man hat deshalb angenommen, daß sie auch von den Südostgehängen des Monte-

Leone in flach gewölbtem einfachen Bogen dahin hinübergespannt wären, und daß nur die spätere Erosion die unmittelbare Verbindung unterbrochen habe. In auffallendem Widerspruch dazu steht jedoch das merkwürdige liegende Gewölbe des Monte-Leone-Gipfels, das den Tektonikern eine harte Nuß zu knacken aufgegeben hat, weil es im Gegensatz zu allen anderen Falten seinen Scheitel nach Süden kehrt. C. SCHMIDT erklärt dies als eine Rückfaltung und stellt in den Erläuterungen zur Simplonkarte (S. 32—36) den Vorgang so dar: Das Leonegneisgewölbe „brandet“ mit seiner Stirn an der Bedrettomulde empor und bohrt sich ebenso wie das darüberliegende Berisalgewölbe „nordwärts in die Tiefe“, wobei sich sein „aus der Tiefe aufgestülpter“ Scheitel „bifurkiert“ zur Ganter- und Eisten-Antiklinale. Zugleich erfahren dabei beide Gewölbe im Süden am Monte Leone eine Rückfaltung. Wie aus dem schematischen Profil S. 32 hervorgeht, nimmt er an, daß die von Süden her aufsteigenden liegenden Falten in der Breite des Monte Leone eine tiefe tektonische Mulde erreichten, in die sie mit beschleunigter Bewegung bis zum Muldentiefsten herabglitten und am jenseitigen Gehänge eine Strecke weit emporbrandeten. Dabei erlitten sie einen Rückstoß, der die Rückfaltung am Monte Leone erzeugte. Dieser Vorstellung kann man sicherlich eine gewisse dramatische Anschaulichkeit nicht absprechen, aber ich bezweifle, daß die tektonischen Bewegungen durch den Vergleich mit der Brandung des Meeres gegen sein Ufer an Klarheit gewinnen. Erklärt werden sie dadurch sicherlich nicht.

Das Verdienst, das Berisalgewölbe im Monte-Leone-Gipfel nachgewiesen zu haben, kommt aber jedenfalls SCHMIDT und PREISWERK zu. Der hangende Leonegneis hängt ohne Zweifel mit dem unteren Leonegneis zusammen und kann nur durch eine sattelförmige Umbiegung des letzteren in seine jetzige Lage gekommen sein. Über seine Fortsetzung, die der Erosion gänzlich zum Opfer gefallen ist, können wir nur Vermutungen aussprechen. Die wahrscheinlichste ist die, welche SCHMIDT bereits ausgesprochen hat, daß dieser Gneiß auf dem Kaltwasserpaß sich auf sich selbst zurückgelegt hat, so daß die am Südgehänge des Wasenhornes in die Berisalschichten eingefalteten Kalkschiefer das Scharnier dieser Umbiegung anzeigen.

Das große liegende Berisalgewölbe hat also eine sehr verwickelte Gestalt. Seine Medianfläche ist keine Ebene, sondern ganz gewaltig verbogen. Von der Stirn weg ist sie zunächst zu einer tiefen nach Süden geöffneten schrägen Mulde verbogen, der südliche Muldenast verflacht sich bis zum Monte Leone

und biegt sich von da sattelförmig nach Norden zurück, um dann von neuem muldenförmig nach Süden umzuwenden. Diese Verbiegungen müssen jünger als das ganze Gewölbe und Folge einer Nachfaltung sein, und wir bezeichnen deshalb deren Mulden und Gewölbe als Nachmulden und Nachgewölbe.

Wir kehren nun zu dem liegenden Flügel der Berisalmulde zurück, den wir bei Km 3 (N) bereits kennen gelernt haben. Er wurde auf der Südhälfte des Tunnels von Km 9 ab durchfahren, und sein Beginn machte sich durch eine eigenartige windschiefe Trennungsfläche und eine starke Zerrüttung einer obersten Schichten bemerkbar. Die Gesteine haben eine andere Ausbildung als diejenigen des hangenden Flügels, der unmittelbar darüber liegt. Seine Schichten fallen flach nach NW ein und liegen bei Km 6,830 (S) direkt auf dem Lebendungneis. Eine ungefähr 100 m mächtige breite Kontaktzone zeichnet sich jedoch durch hohe Krystallinität aus, und die Kalksteine sind in Marmor mit Biotit und Phlogopit umgewandelt. Die Lagerungsverhältnisse des Lebendungneises habe ich bereits erörtert und die Wahrscheinlichkeit, daß er dem liegenden Flügel einer Separat-Mulde angehört, im Süden aber als deren hangender Flügel aufsteigt und sich mit dem gleichen Gneis verbindet, der bei Alpe Nembro zutage ausstreicht. Hinter diesem Gneiß folgt in verkehrter Lagerung erst Schiefer, dann die anhydritreiche Mittel-Trias, deren Schichten alle nach SO einfallen unter den Antigoriogneis, der darüber am Südgehänge des Teggiolo mit entgegengesetztem Einfallen nach NW ansteht, aber ebenfalls wie im Tunnel unmittelbar von Marmorbänken begrenzt wird. Er bildet somit anscheinend ein liegendes Gewölbe, dessen Scheitel ungefähr in der Mitte zwischen der Tunnelsohle und der Alpe Vallè liegen wird.

Merkwürdig ist die Lagerungsverschiedenheit, die sich hier zwischen den beiden Flügeln der Berisalmulde bemerkbar macht. Der hangende Flügel steigt von der Tunnelsohle langsam und jedenfalls nur schwach gekrümmt zur Höhe des Valgrande auf, während der liegende stark verbogen ist zu einer Mulde und einem Sattel. An der Medianfläche der Berisalmulde müssen demnach die Schichten in diskordanter Lagerung aneinanderstoßen. Leider habe ich keine Gelegenheit gefunden, die Medianfläche an den Steilwänden des Pizzo Forato zu studieren. Sie sind dort auch nur schwer zugänglich, aber unterhalb Cropalla bemerkte ich eine deutliche Diskordanz zwischen verschiedenartig ausgebildeten Schiefen, von denen die einen zum hangenden, die anderen zum liegenden Flügel gehören dürften (siehe S. 126).



## 8. Die Verwerfungen im Tunnel.

Wenn man die Rapports daraufhin ansieht, so fällt es auf, wie darin immer und immer wieder Gleitflächen und Verwerfungen notiert sind. Diese rein mechanischen Störungen steigerten sich an manchen Stellen in solcher Weise, daß das Gebirge ganz zerrüttet war und nur noch eine sehr geringe Standfestigkeit hatte. Viele der Gleitflächen verlaufen auf den Bankungsklüften und zeigen uns an, daß bei der Faltung Verschiebungen zwischen den einzelnen Schieferlagen und Gesteinsbänken eingetreten sind. Wie groß ihr Ausmaß war, ließ sich nicht feststellen, aber es darf angenommen werden, daß, wenn sie auch nur geringfügig waren, ihre Summierung doch bedeutende Verschiebungen hervorbringen konnte. Der Umstand, daß nicht nur im Tunnel, sondern auch an der Tagesoberfläche so oft Quarz und Kalkspatgänge angetroffen werden, die wie abgebrochen und zerhackt in den Gesteinen liegen, findet in solchen Verschiebungen, die nicht nur auf den Schichtflächen, sondern auch auf quer durchsetzenden Klüften vor sich gingen, seine Erklärung. Sicher waren die meisten dieser Gänge schon vorhanden, ehe jene Verschiebungen eingetreten sind, und da letztere zum Teil wenigstens mit dem Faltungsprozeß in Verbindung standen, so müssen jene Gänge älter als die alpine Faltung sein.

Kleine Gneis- oder Granitplatten und -brocken stecken oft wie Einschlüsse in den Sedimentgesteinen. Sie sind aber nicht abgerollt und können deshalb kein Geschiebe sein. Meist sind sie eckig und kantig. Es mögen Apophysen der großen Gneis-Intrusionsmassen sein, die durch jene Verschiebungen während der Faltung von dem Wurzelstock abgetrennt und abgeschoben worden sind.

Neben diesen für die Tektonik immerhin geringfügigen Verschiebungen sind auch solche von bedeutenderem Ausmaß zu verzeichnen. Es sind Verwerfungen, die sich besonders an zwei Stellen im Tunnel scharen, wo zugleich die Nebengesteine die Spuren starker mechanischer Zertrümmerung zeigen. Die eine Stelle liegt vor Km 9 (N), die andere zwischen Km 4 und 5 (S). Bei letzterer ist eine der Verwerfungsspalten von SCHARDT gemessen worden, sie streicht N 50° O und fällt 80° SO. Durch sie ist Marmor in das Niveau weicher Schiefer verworfen worden. Verlängert man sie nach oben, so kommt sie bei Vallè am Fuß der Steilwände des Pizzo Forato zutage. Die Schuttbedeckung erschwert es, sie dort zu erkennen, doch halte ich es wohl für möglich, daß eine eingehende Untersuchung ihre Spuren nachweisen kann.

Von der anderen Verwerfungszone liegen genauere Messungen im Tunnel leider nicht vor. Aber ganz unabhängig davon — denn ich kannte damals die Rapports noch nicht — habe ich am Nordfuß des Hübschhornes und beim Rossetto unweit Veglia eine Verwerfung festgestellt, die darauf schließen läßt, daß das Gebirge im Norden derselben um ein beträchtliches abgesunken ist.

### 9. Die Verwerfung bei Rossetto.

Tafel VII, Figur 2.

Wenn man von der Punta Amoincei nach Norden absteigt, so durchschreitet man zunächst die Berisalschiefer jenes merkwürdigen Nachgewölbes und gelangt durch eine darunterliegende nur sehr schmale Kalkzone in den darunterliegenden Leonegneis, der sich bis an den Auronabach herabzieht, an dessen rechtem Ufer er einen großen Felsbuckel aufbaut. Auf dem linken Ufer gerade gegenüber erhebt sich ebenfalls ein Felsbühl, und man erwartet, daß er ebenso aus diesem Gneis bestehe. Statt dessen sind es Berisalschiefer, die bei ungestörter Lagerung erheblich höher oben und über dem Gneis zu erwarten wären. Die Sprunghöhe der Vorwerfung muß wenigstens 100 m, vielleicht auch noch mehr betragen.

### 10. Die Verwerfung am Nordfuß des Hübschhornes.

Tafel V, Figur 1 und Tafel VII Figur 5.

Daß die mesozoischen Kalkgesteine am Südgehänge des Wasenhornes in die Berisalschiefer eingefaltet sind in Form einer nach S beziehungsweise SSO geöffneten Doppelmulde, ist ebenso unverkennbar wie die Tatsache, daß dieser Kalkzug sich von da ohne Unterbrechung unterhalb des Kaltwassergletschers nach dem Simplonpaß herüberzieht, erst gegen WSW, dann, von Hospiz an umbiegend, gegen Süden. Ebenso sicher ist, daß in dem Kern dieser Doppelmulde nur Kalkgesteine eingeschlossen sind, daß aber da, wo letztere vom Hospiz aus nach Süden umbiegen, die Kalkgesteine nur noch die Rolle eines Hangend- und Liegendflügels spielen, zwischen denen als Muldenkern der Leonegneis liegt. Die Folge davon ist, daß ein Profil, von W nach O über das Hübschhorn gelegt, eine nach Osten geöffnete und übergekippte Mulde mit mächtigem Gneiskern anzuzeigen scheint (Taf. VII Figur 1), während ein Profil annähernd rechtwinklig dazu ein ganz anderes Bild gibt (Figur 5). Man erkennt daraus sofort, daß der Leonegneiskern des Hübschhornes für die Wasenhorn-Simplonpaß-Kalkmulde zu hoch liegt. Wenn man vom Norden her die Steilwand des Hübschhornes betrachtet (siehe SCHMIDT und PREISWERK, Geol. Führer, Taf. VI), so begreift man,

daß die Kalkschiefer im Vordergrund sehr steil nach Norden einfallen müßten, um sich in der Luft auf den Leonegneis legen und über die Spitze des Hübschhornes heraufschwingen zu können. Eine solche Annahme wird aber durch leicht beobachtbare Tatsachen widerlegt. Auf dem flach ansteigenden Gelände zwischen der Poststraße und den Nordwänden des Hübschhornes sieht man die Kalkschiefer allerorten weit schwächer, im Maximum nur bis zu  $30^{\circ}$  ansteigender Neigung gegen NW einfallen. Ihr Kontakt mit dem Gneis ist zwar durch Gehängeschutt verdeckt, aber wenn man die Schiefer in ihrer Fallrichtung nach oben sich fortsetzen läßt, müßten sie an den Gneis anstoßen und es ergibt sich aus Figur 5 eine Verwerfung von mindestens 150 m seigerer Sprunghöhe, durch die der Kalkschiefer in das Niveau des Gneises herabgesunken ist. An den Steilgehängen gegen den Kaltwassergletscher hingegen erscheint es so, als ob die Kalkschiefer, die dort deutlich sichtbar unter dem Leonegneis auftauchen, sich gegen NW ohne Unterbrechung bis zur alten Galerie an der Poststraße herabzögen. Da sie dort aber unter den Berisalschiefer einschließen, also nicht mehr, wie weiter oben, normal unter dem Leonegneis, sondern in verkehrter Lagerung unter dem älteren Berisalschiefer liegen, so sind wir vor eine tektonische Unmöglichkeit gestellt, solange wir an der Einheit dieses Kalkzuges festhalten wollen. Viele steile Kluftflächen setzen durch die Kalkwände und scheinen die Verwerfung anzudeuten, deren genaue Festlegung dort wohl nicht schwer fallen könnte. Diese beiden Verwerfungen, am Hübschhorn und bei Rossetto, liegen auf derselben Verwerfungsspalte und sind sicher jünger als die Gebirgsfaltung. Sie haben auf die Gestaltung des Gebirgsbaues nur geringen Einfluß ausgeübt, aber für die Arbeiten im Tunnel waren sie und die Verwerfung auf der Südhälfte des Tunnels mit sehr unangenehmen Begleiterscheinungen verknüpft.

## 11. Die Formazzafalten.

Die Teggiolofalte, die wir im Simplontunnel bereits kennen gelernt haben, steht zur Berisalfalte in einem eigentümlichen Gegensatz. An ihr nimmt nur der liegende Flügel der Berisalmulde teil, während deren hangender Flügel, soweit er im Tunnel erhalten ist, davon ziemlich unberührt geblieben zu sein scheint.

### a) Die Formazzafalte am Teggiolo.

Tafel V, Figur 1. Tafel VI, Figur 3 u. 4. Tafel VII, Figur 4.

Das liegende Gewölbe der Teggiolofalte läßt sich nach NO ohne Unterbrechung durch das ganze Gebiet der Simplonkarte

verfolgen bis über das Formazzatal hinaus. Der Kern desselben besteht aus dem Antigoriogneis.

Zwischen Km 1,875 und 2,030 (S) hat der Tunnel wahrscheinlich die Gewölbe-Mediane durchfahren. In teils söhliger, teils schwachwelliger Lagerung traf man auf ein glimmerreiches Gestein, das im Dach und in der Sohle von echtem Antigoriogneis eingeschlossen war. SCHARDT bezeichnet es als einen schieferigen, glimmerigen Gneis mit unzähligen Gleitflächen, als „une zone d'écrasement et de lamination“. Wenn man annimmt, daß diese Medianfläche gegen NO bis zum Cairascatal, also auf eine Strecke von über  $2\frac{1}{2}$  km, um nur 200 m ansteigt, dann kommt man gerade an die Stelle, wo südlich von Croso die Straccioni-Quelle entspringt und unter dem mächtigen Gneisstock des Teggiolo die Kalkschiefer und Rauhwacke zum Vorschein kommen. Es erscheint mir deshalb wahrscheinlich, daß die Varzосchiefer dem Kern des Teggiologewölbes angehören, daß aber dieser Schieferkern gegen SW an Mächtigkeit abnimmt und im Tunnel nur noch angedeutet ist. SCHARDT und SCHMIDT haben, von der Voraussetzung ausgehend, daß die Varzосchiefer jünger als der Gneis seien, angenommen, daß sie dem liegenden Flügel des Gewölbes angehören, und zeichnen die Profile so, als ob dieser Schiefer unter dem Gneis im oberen Teil des Cairascatales bei Nembro wieder zum Vorschein käme, sich dort aufbiege und den Teggiologipfel kröne, und als ob auch die Marmore, die bei Km 4 (S) im Tunnel unter den Gneis einschließen, mit der Rauhwacke bei der Straccioni-Quelle in direktem Zusammenhang stünden. Das wäre aber nur möglich, wenn die letzteren mit mindestens  $15^{\circ}$  nach NW und gleichzeitig mit  $15^{\circ}$  nach SW einfielen (siehe SCHARDT, Profil Tafel III und IV in „Note sur le Massif du Simplon 1903“.) Dies steht aber mit den im Tunnel beobachteten Fallrichtungen durchaus im Widerspruch; denn das Streichen wurde dort von SCHARDT selbst fast durchweg als ein nordöstliches und die Neigung, wo nicht Horizontalität herrschte, als nach SO gerichtet bestimmt.

Sicher ist, das die Kalkgesteine, die am Gipfel des Cistella und Teggiolo im Hangenden des Antigoriogneises anstehen, sich nur ganz wenig gegen SW senken, und es wäre doch sehr merkwürdig, wenn die Varzосchiefer unter dem Gneis nicht auch eine ähnliche Neigung hätten.

b) *Die Formazzafalte bei Crodo und im Deverotale.*

Tafel VIII, Figur 4 und 5.

Gerade so wie am Teggiolo sieht man auch im Deverotal den Antigoriogneis, der mit sehr flacher Lagerung die Gehänge

des Cistella- und des Fornostockes aufbaut, bei Goglio sich umbiegen und gegen NW rasch unter die Talsohle untertauchen; darüber legt sich Kalkschiefer und dann Lebendungneis. Es ist dasselbe tektonische Bild wie am Teggiolo, und oben auf der Höhe des Forno und der Cistella liegen dieselben Gesteine in fast söhliger Lagerung auf dem Gneis. Unter letzterem kommen im Deverotal und bei Crodo die Bacenoschiefer hervor, ebenfalls in horizontaler oder doch nur sehr schwach geneigter Lagerung. Man hat sie als den Liegendflügel des Antigorio-gewölbes gedeutet, und das erscheint auch sehr wahrscheinlich, wenn man die Eintragungen auf der Simplonkarte bei Goglio ansieht. Bei Cugnesco biegt auf der Karte der Marmorzug, der bei Ausone über dem Gneis liegt, um und legt sich unter denselben. Von da bis zum Bacenoschiefer sind nur 800 m verschüttet, aber beide passen so gut zueinander, daß ein Zusammenhang sehr wahrscheinlich erscheint. In Wirklichkeit sieht man aber von diesem Marmor nichts. Das ganze Gehänge ist von Schutt überdeckt, und die Schiefer, die hundert und mehr Meter oberhalb Cugnesco anstehen, fallen alle nach NO ein. Der aufschlußlose Zwischenraum beträgt also nicht 800, sondern 1400 m, und das ist für den Gneis mehr als genug Raum, um zwischen beiden Schieferarten in die Tiefe einzuschießen, umzubiegen und unter den Bacenoschiefern gegen SO sich fortzusetzen, bis er bei Verampio in dem tiefen Antigorio-tal wieder als Verampiogneis zum Vorschein kommt (Fig. 5). Legt man ein Profil von Mte. Foro zur Cistella in Richtung ONO—WSW (Fig. 4), so erkennt man leicht, daß, wenn meine Auffassung der Varzoeschiefer richtig ist, es auch die der Bazenoschiefer sein muß.

Zugleich ergibt sich daraus, daß die Kalkschiefer und oberen Gneise am Gipfel des Pizzo quattro Pilastrì und überhaupt der ganzen Isornokette, wie schon im stratigraphischen Teil als möglich hingestellt wurde, den Gipfel-Schichten des Mte. Forno und Cistella entsprechen, also nicht den Berisalschiefern angehören.

c) *Die Formazzafalte im Formazzatal.*

Tafel VIII, Figur 3.

Die Bacenoschiefer im Kern des liegenden Gewölbes verschwinden schon unweit Premio im oberen Antigorio-tal unter dem Talboden, und herauf bis Tuffald ist das Tal ausschließlich im Antigorio-gneis des hangenden Gewölbe-flügels eingeschnitten, aber hoch oben an beiden Talgehängen liegen die Kalkschiefer und darüber der Lebendungneis darauf. Dann aber zwischen

Tuffald und Zumsteg steigt der Antigoriogneis an beiden Gehängen ziemlich rasch in die Höhe, und mächtiger Kalkschiefer, Quarzit und Dolomit kommen unter ihm zum Vorschein und umhüllen den Gneis am Lebendunbach bei Unter-Bäch und jenseits oberhalb der Tamieralp auf seiner Nordseite nach Art eines liegenden Gewölbefirstes. Damit endigt zugleich die Verbreitung des Antigoriogneises im Formazzatal gegen Norden, und diese Enden entsprechen genau dem Teggiolo- und Forno-Stirrand. Der Lebendungneis, der im Westen nur eine geringe Mächtigkeit hat, gegen Nordosten hin aber nördlich des Mte. Forno schon erheblich anschwillt, erreicht im Formazzatal Mächtigkeiten bis zu 800 und 1000 m, besonders am Mte. Giove und dem Gloggstafelberg. Hier schließt er auch größere Schiefermassen in Form langgezogener Linsen ein. Zugleich jedoch schwellen die Schiefer, welche zwischen ihm und dem Antigoriogneis liegen, außergewöhnlich stark an, und das mag die Ursache sein, weshalb der Lebendungneis sich nicht ebenso wie der Antigoriogneis stirnförmig umbiegt zu einem nach Süden einfallenden liegenden Flügel. Er zieht sich vielmehr, nur langsam nach Norden sinkend, am Gehänge herunter und fällt erst bei den Tosafällen steil in die Tiefe. Es hat den Anschein, als ob er ein dem Teggiologewölbe im Norden vorliegendes zweites Gewölbe bilde, das ich vorläufig das Tosagewölbe nennen will. Über dem Lebendungneis liegen die Giacomoschiefer, und dieses Lagerungsverhältnis spricht dafür, daß letztere im System der Glanzschiefer eine verhältnismäßig hohe Stellung einnehmen und möglicherweise deren jüngstes Glied sind (siehe S. 117).

d) *Die Formazzafalten im Basodino-Massiv.*

Tafel VIII, Figur 1 und 2.

Die Faltungen, welche bis zum Formazzatal verhältnismäßig einfach und ziemlich klar sind, nehmen nun höchst verwickelte Formen an. Da ich nur zwei Tage auf ihr Studium verwenden konnte und dabei im einzelnen manches anders gefunden habe, als es die Karte angibt, so bin ich über einiges im unklaren geblieben. Doch glaube ich mit der Annahme nicht fehl zu gehen, daß hier das Teggiologewölbe sich stärker entwickelt hat und viel weiter nach Norden übergreift, bis zum Marchhorn. Unter den Steilwänden, die das Basodino-Massiv gegen Westen begrenzen und aus Gneis bestehen, liegen Kalkschiefer, in denen der Kastelsee eingebettet ist, und die südwärts in einzelnen Partien noch erhalten sind bis zum Tälhorn. Diese Schiefer liegen auf demselben Gneis, der sie auch überlagert, und dieser

liegende Gneisflügel entspricht genau demjenigen, der im Tunnel (S) zwischen Km 5 und 7 durchfahren worden ist. Während aber dort der hangende Lebendungneisflügel sich rasch in die Höhe biegt und wahrscheinlich bei Vallè zur Tagesoberfläche heraufkommt, ist dieser Flügel am Basodino flach gelagert und biegt sich erst am Marchhorn in die Höhe. Dort liegt also die Stirn des Teggiolo-Gewölbes. Der liegende Flügel hingegen, dessen Fortsetzung gegen Norden im Tunnel unbekannt ist, biegt sich einerseits beim Tosa-Wasserfall rasch herab und bildet das tiefere Tosagewölbe, anderseits aber springt er mit seiner oberen Seite noch bis „Im Moos“ nach Norden vor und spitzt sich dort aus.

## 12. Die Beziehung der Formazzafaltung zur Berisalfaltung.

Die Formazzafaltung ist am bedeutendsten im NO, die Berisalfalte im SW des Gebietes entwickelt. Erstere streicht deutlich von SW nach NO, letztere von W nach O, vielleicht sogar von NW nach SO. Sie bilden somit jedenfalls einen recht großen Winkel miteinander. Im SW liegt die Teggiolofalte teilweise unter dem Berisalgewölbe und war früher wahrscheinlich ganz von ihm bedeckt. Wie weit letzteres vor seiner Zerstörung durch Erosion sich im Gebiete des Simplon nach NO ausgedehnt hat, läßt sich nicht mehr mit Sicherheit nachweisen, aber es ist nicht unwahrscheinlich, daß das Gebiet des Cairasca-, Devero- und Antigoriotales einstmals von ihm ganz bedeckt war. Dahingegen scheint es sich bis zum Basodino-Massiv nicht erstreckt zu haben, und darin liegt wohl der Grund, weshalb gerade dort die Formazzafalten sich ungehemmter zu weitausgreifenden Deckfalten entwickeln konnten.

Es hat den Anschein, als ob die Berisalfaltung früher einsetzte als die Formazzafaltung und das große Berisalgewölbe sich schon auf seinem Vorlande ausgebreitet hatte, als die Formazzafaltung den liegenden Flügel der Berisalmulde in Bewegung setzte und damit zugleich das Berisalgewölbe zu seiner so merkwürdigen Nachfaltung am Monte Leone zwang. Unter der Last dieser zu bewältigenden Masse wurde die Formazzafaltung wahrscheinlich in ihrer freien Entwicklung gehemmt, die sie erst weiter im Osten, bis wohin die Berisaldecke nicht reichte, erlangt hat.

## 13. Die Bedrettofalten.

Im Gegensatz zu den liegenden Falten des Berisal- und Formazzasystems stehen die Bedrettofalten nicht nur deshalb, weil es stehende Falten sind, sondern auch weil sie ein anderes

Streichen haben. Ich habe sie nur bei Brig eingehender studiert, aber aus der geologischen Karte entnimmt man leicht, daß sie sich bis ins Bedrettototal fortsetzen mit ostnordöstlichem Streichen. Die Schubbewegung, welche sie erzeugt hat, muß also eine andere Richtung gehabt haben als bei den anderen Falten. Ob ihre Entstehung zeitlich mit der der südlichen Deckfalten zusammenfiel oder ihr erst nachfolgte, läßt sich zurzeit kaum feststellen. Dahingegen ist es sehr wahrscheinlich, daß, als die Deckfalten ihre nördlichste Ausdehnung erreichten, die Bedrettotofaltung schon eingesetzt hatte, der weiteren Ausdehnung der Deckfalten hemmend entgegentrat und bestrebt war, letztere selbst in ihrem Sinne mitzufalten. Auf diese Weise entstand die Nachfaltung des Berisalgewölbes, welche der Stirn dieses Gewölbes die merkwürdige Muldenform verlieh, die durch den Tunneldurchstich klargelegt worden ist. Die steile Aufrichtung des Stirnrandes der Berisalfalte von Visp bis zum Ofenhorn ist das Produkt der Bedrettotofaltung. Sie teilt deshalb auch mit dieser das ostnordöstliche Streichen. Die muldenförmige Einsenkung, die die Berisalfalte dadurch erfuhr, ist die Ursache, weshalb gerade dieser Teil derselben noch so vollständig erhalten und vor der Zerstörung durch Erosion besser bewahrt worden ist als die südlicheren Teile.

Inwieweit dieser Kampf zwischen den verschiedenen Faltungsrichtungen auch später im Osten am Stirnrand der Formazzafalten seine Spuren zurückgelassen hat, kann ich nicht beurteilen, da ich diese Strecke nicht besucht habe.

#### 14. Das Verhältnis der alpinen Falten zu den Gneisen.

Die Ansicht STUDERS, daß die Gneise sehr jung und erst während der alpinen Faltung, teils durch sie veranlaßt, teils dieselbe beeinflussend, in die Sedimentgesteine eingedrungen seien, ist in neuerer Zeit wieder lebhaft von verschiedenen Seiten aufgegriffen und weiter ausgebaut worden.

Schon im ersten Teile dieser Arbeit (S. 121—136) habe ich dem Alter der Simplon-Gneise ein besonderes Kapitel gewidmet. Ich kam dabei zu dem Ergebnis, daß sie jünger als der Lias und älter als die alpine Faltung sind.

Jetzt, nachdem ich gezeigt habe, weshalb die bisher herrschenden Vorstellungen über den alpinen Faltenbau im Simplongebiet aufgegeben und durch andere ersetzt werden müssen, denen aber wegen der stratigraphischen Unsicherheiten noch keine festgeprägten Formen gegeben werden können, erscheint es notwendig, nochmals an die Altersfrage der Gneise



heranzutreten, um zu erwägen, ob die Formen der Gneismassen nicht doch vielleicht für eine Intrusion während oder nach der Faltung sprechen.

So wie KLEMM (Sitzber. Preuß. Akad. d. Wiss. XII, S. 5, 1907) meint, daß die tadellose Erhaltung der so spröden Tremolite auch in den am stärksten gefalteten Dolomitschichten bei Campolungo spätere Gebirgsbewegung absolut ausschließe, könnte man auch im Simplongebiet in diesem Sinne die Tatsache anführen, daß mancherorts Aplitgänge auf Erstreckungen von mehreren Metern schnurgerade durch den Gneis setzen (z. B. im Verampiogneis an der Poststraße Crodo-Baceno, im Diveriatal oberhalb Iselle und im Antigoriotal bei Foppiano) und somit keine Anzeichen einer späteren Verbiegung zeigen, von der die Sedimentgesteine hier doch allgemein betroffen sind. Diesem Argumente kann ich jedoch kein allzugroßes Gewicht beimessen, weil gerade an diesen Orten, wie das auch die Profile lehren, die Sedimentgesteine nur von einer ganz großzügigen Faltung erfaßt worden sind und kleiner Faltungen oder Fältelungen entbehren. Dahingegen ist es eine unbestreitbare Tatsache, daß an sehr vielen Orten die Gneise die deutlichsten Anzeichen einer nachträglichen sehr starken mechanischen Beanspruchung zur Schau tragen; im Simplontunnel wurden sie in Menge beobachtet und von SCHARDT in den Rapports beschrieben. Es sind Gleitflächen, Ruschelzonen und Zertrümmerungen, die sich erst nach der Verfestigung des Gneises gebildet haben und jedenfalls beweisen, daß nach der Intrusion noch erhebliche tektonische Bewegungen stattgefunden haben.

Wo größere Gneismassen in den Schiefen und Kalksteinen eingelagert sind, sind die mulden- und sattelförmigen Verbiegungen gewöhnlich weitgespannt und der Krümmungsradius ist ein sehr großer. Enge Faltungen kommen fast nur da vor, wo die Gneise fehlen. Das hängt wohl damit zusammen, daß die Gneise den Verbiegungen einen größeren Widerstand entgegengesetzt haben. Nur an einigen Stellen erfolgte, wie die Profile zeigen, die Umbiegung unter spitzeren Winkeln. Es wäre wichtig, durch mikroskopische Untersuchungen festzustellen, ob dort in den Gneisen vielleicht stärkere mechanische Zertrümmerung herrscht als anderwärts oder nicht. Man könnte daraus Anhaltspunkte gewinnen, ob die Gneise erst nach oder schon während ihrer Intrusion diese Lagerungsform angenommen haben. Es ist aber auch so schon recht unwahrscheinlich, daß z. B. die Lebendungneisintrusion bereits primär eine so gewundene Form angenommen habe, wie sie im Profil durch das Basodino-massiv erscheint.

Das liegende untere Antigoriogewölbe des Teggiolo, des oberen Devero- und des Formazzatales ließe sich bei Annahme des alpinen Alters der Gneise als das nördliche Ende eines großen Lakkolithen deuten, der von Süden her in die Kalksedimente eindrang. Ich habe diese Möglichkeit längere Zeit in Erwägung gezogen und in diesem Sinne Profile zu zeichnen versucht. Ich bin dabei aber stets mit beobachteten Tatsachen in Widerspruch geraten und habe deshalb diese Profile verworfen. Aber es muß zugegeben werden, daß auch für die Deutung dieser Stellen als liegendes Gewölbe das Beobachtungsmaterial nicht vollständig ausreicht. Am Teggiolo liegt zwischen den Aufschlüssen über Tag und denen im Tunnel eine 1000 m dicke Zone, von der wir nichts wissen, und die uns mancherlei Überraschungen bringen könnte (siehe Taf. VI, Fig. 1). Das gilt in noch höherem Maße für das liegende Antigoriogewölbe im Deverotal (Taf. VIII, Fig. 5), woselbst die unterirdische Verbindung des Antigorio- mit dem Verampiogneis ganz hypothetisch ist.

Eine der größten Schwierigkeiten für die Annahme eines alpinen Alters der Gneise liegt in der Berisalüberfaltung. Die Hauptgneismassen liegen unter dem Berisalgewölbe im Muldenkern und dazu noch größtenteils im inversen Muldenflügel. Man könnte sich mit der Annahme zu helfen suchen, daß gerade durch das Eindringen des plastischen, noch nicht erstarrten Gneismagmas die gleitende Bewegung der Berisalschiefer begünstigt wurde. Denn sie schwammen gewissermaßen auf einer beweglichen Unterlage, die ihnen den Marsch nach Norden erleichterte. Aber im Widerspruch dazu steht, daß die Gneise alle Faltungen der Schiefer mitmachten, sogar die seltsame Nachfaltung am Monte Leone. Wäre der Gneis wirklich während der Faltung der festen Sedimentgesteine noch nicht verfestigt gewesen, dann müßte doch diese Verschiedenartigkeit des physikalischen Zustandes in der heutigen Gestalt der Gneismassen und in ihrem Verhältnis zu den sie umgebenden Sedimentgesteinen einen deutlichen Ausdruck gefunden haben. Die auffällige Regelmäßigkeit, mit der die Kalksedimente unter dem Berisalschiefer wiederholt mit Gneisen wechsellagern und gemeinsam mit ihnen in Falten gelegt sind, scheint mir einem erst während des Faltungsvorganges erfolgten Eindringen der granitischen Massen nicht zu entsprechen.

Für den Vorgang gleichzeitiger Gebirgsfaltung und magmatischer Intrusion fehlt uns allerdings jede Erfahrung, so daß es gewagt erscheint, darüber ein Urteil abzugeben, welche Ge-

stalt in solchem Falle die Gesteinsmassen annehmen müssen oder können, und dies umsomehr, als es noch ganz zweifelhaft ist, ob ein solcher Fall überhaupt im Bereich physikalischer Möglichkeit liegt.

### 15. Die Beziehung der drei Faltungs-Systeme zueinander.

Für die schier unentwirrbaren tektonischen Verwickelungen des Simplongebietes scheint mir die Annahme der oben beschriebenen drei verschiedenartigen tektonischen Bewegungen eine einigermaßen befriedigende Erklärung zu geben. Als ich vor 6 Jahren mit dem Studium dieser Gegend begann, versuchte ich es natürlich zunächst mit der Annahme einer einheitlichen tektonischen Bewegung, wie sie damals allgemein üblich war. Vier Jahre mühte ich mich umsonst ab. Es gelang nicht, eine mit allen mir bekannten Tatsachen in Einklang stehende Vorstellung vom Gebirgsbau zu gewinnen, und auf rein induktivem Wege bin ich allmählich zur Erkenntnis jener drei Faltungsvorgänge gelangt.

Ich habe versucht, in einer Reihe von Profilen dieser meiner Auffassung bildlichen Ausdruck zu geben. Die Unsicherheit der Stratigraphie jedoch und mehrere andere Umstände, unter denen ich besonders die Unmöglichkeit hervorheben möchte, meinem Untersuchungsgebiet eine weitere Ausdehnung zu geben, bringen es mit sich, daß in allen diesen Profilen Stellen vorkommen, die mehrdeutig sind. Die Deutung, die mir am wahrscheinlichsten schien, habe ich gewählt, ohne jedoch mir zu verhehlen, daß weitere Untersuchungen vielleicht einer anderen Deutung eine größere Wahrscheinlichkeit geben können.

Die drei Faltungssysteme haben, wenn sie als solche wirklich bestehen, jedenfalls eine weit über das Simplongebiet hinausreichende Verbreitung und für den Bau der Alpen eine große Bedeutung. Es wird notwendig sein, zu prüfen, ob sie auch in den benachbarten Gebieten konstant bleiben, ob sich ihre Zahl gleich bleibt, und in welchem kausalen Zusammenhang sie zueinander stehen.

Die Verschiedenheit der Massenbewegungen, durch die sich die drei Systeme im Simplongebiet zu unterscheiden scheinen, kann entweder ihre Ursache in verschiedenartig gerichteten Schubkräften haben oder darin, daß dieselbe Schubkraft durch Verschiedenartigkeiten in dem Aufbau des sich faltenden Krustenteiles zum Wechsel im Faltenwurf gezwungen war. Es wäre ganz begreiflich, wenn die Einschaltung der Gneismassen in den Sedimenten durch ihre Mächtigkeit an den einen und

ihr zum Teil vollständiges Fehlen an den anderen Stellen Ablenkungen der Faltungsrichtungen hervorgerufen hätten. Ebenso gut wäre es aber auch möglich, daß die Schubkraft selbst, während der vielleicht sehr langen Faltungszeit, ihre Richtung aus Ursachen verändert hätte, die außerhalb des Simplongebietes liegen.

Wenn man die Punkte, welche einigermaßen aufgeklärt sind, mit denjenigen, welche noch ganz dunkel sind, in der nachfolgenden Weise zusammenstellt, dann ergibt sich, wieviel hier noch zu tun ist.

1. Die Gneise sind jünger als die sie umgebenden Sedimente und erst nachträglich in dieselben eingedrungen, sie waren es aber schon, als die große Gebirgsfaltung eintrat.

2. Ungewiß hingegen bleibt, wann diese Faltung eingetreten, wann die Sedimentbildung aufgehört hat, und wann in dem dazwischen liegenden Zeitraum die Gneisintrusion sich ereignet hat.

3. Die Alpenfaltung hat zur Herausbildung dreier Falten-systeme geführt, von denen das Berisalsystem den Anfang machte, das Formazza- und das Bedrettosystem wahrscheinlich erst später nachfolgten, aber so, daß alle drei noch eine Zeitlang zusammen in Tätigkeit waren.

4. Ungewiß hingegen bleibt, wie lange diese Faltungen gedauert haben, zu welchem Zeitpunkt sie einsetzten, und ob Ruhepausen dazwischenlagen, die vielleicht von Erosionsvorgängen begleitet waren.

5. Erst nach der Faltung haben auf Verwerfungsspalten Schollenbewegungen stattgefunden, deren relative Verschiebungen im Verhältnis zur Gebirgshöhe nur gering waren.

6. Ungewiß aber ist, ob dieselben nur eine lokale Bedeutung haben, oder ob sie mit der vertikalen Heraushebung des ganzen Gebirges und der Hebung der pliocänen marinen Schichten am Südrand der Alpen in Verbindung standen.

## 4. Die Cephalopoden der Schweinfurthschen Sammlung aus der Oberen Kreide Ägyptens.

Von Herrn OTTO ECK in Berlin.

Hierzu Tafel IX bis XX und 20 Textfiguren.

Vorbemerkung. Das von SCHWEINFURTH in den Jahren 1877 bis 1886 an verschiedenen Punkten Ägyptens gesammelte Material wurde zum größten Teil dem paläontologischen Institut der Universität Berlin überwiesen, während ein kleinerer Teil nach Stuttgart und München gelangte.

Die Bearbeitung des in Berlin befindlichen Materials wurde durch eine Reihe von Umständen verzögert. Im Sommer 1908 übertrug mir Herr Geheimrat Prof. Dr. BRANCA die Bearbeitung der Cephalopoden. Ich gestatte mir, an dieser Stelle meinem hochverehrten Lehrer für die Übertragung dieser hochinteressanten Aufgabe meinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

Zu besonderem Danke bin ich auch Herrn Prof. BLANKENHORN für Überlassung und Erläuterung einer Originalkarte SCHWEINFURTHS sowie für mancherlei mündliche Ratschläge verpflichtet. Herr Prof. Dr. YABE aus Tokio hatte die Liebenswürdigkeit, mir die neuesten Abbildungen seines Werkes über die Hokkaido-Kreide zum Vergleich zugänglich zu machen.

Das Paläontologische Institut der Universität München und das Königliche Naturalienkabinett in Stuttgart sandten mir in dankenswerter Weise bereitwilligst die dort befindlichen Cephalopoden der SCHWEINFURTHSchen Sammlung zum Vergleich.

### Literatur.

- BLANKENHORN, M.: Beiträge zur Geologie Syriens. Die Entwicklung des Kreidesystems in Mittel- und Nord-Syrien. Cassel 1890.
- BLANFORD, H. F., et F. STOLICZKA: The fossil Cephalopoda of the Cretaceous Rocks of Southern India. Mem. Geol. Surv. of India (Palaeontologia indica). Calcutta 1861—65. (Cret. S. India.)
- v. BUCH, L.: Über Ceratiten. K. Akad. d. Wiss., Berlin 1849.
- CHOFFAT, P.: Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal — Espèces nouvelles ou peu connues. — I. Céphalopodes. — II. Les Ammonées du Bellasien, des couches à *Neolobites vibrayanus*, du Turonien et du Sénonien. Section des Tr. Géol. du Portugal. Lisbonne 1886—1898. (Faune crét. Portugal.)

- COQUAND, H.: Notice sur les richesses paléontologiques de la Province de Constantine. Journ. de Conch., vol. III, 1852, S. 418—438, Taf. XIII et XIV.
- Description géologique de la Province de Constantine. Mem. S. G. F. (2), vol. V, 1, 1854. (Descr. Prov. Const.)
  - Géologie et Paléontologie de la région Sud de la Province de Constantine, avec atlas de 35 pl. Marseille 1862. (Geol. Pal. S. Const.)
- FOURTAU, R.: Contribution à l'étude de la faune crétacique d'Égypte. Bull. Institut Egyptien, vol. IV, S. 231—347, L. Caire 1904.
- HYATT, A.: *Pseudoceratites* of the Cretaceous. U. S. G. S. Monographs, vol. XLIV. Washington 1903.
- JIMBO, K.: Beiträge zur Kenntnis der Fauna der Kreideformation von Hokkaido. Pal. Abh., Bd. VI. 3. Jena 1894.
- V. KOENEN: Über Fossilien der Unteren Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun. Abh. K. Ges. Wiss. zu Göttingen, N. F. I. Berlin 1897.
- Nachtrag zu: Über Fossilien der Unteren Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun. Ebenda. Berlin 1898.
- KOSSMAT, F.: Untersuchungen über die südindische Kreideformation. Beitr. z. Pal. und Geol. Öst.-Ung. und des Orients, Bd. IX, XI, 1895—98. (Südind. Kreidef.)
- D'ORBIGNY: Paléontologie française. Terrains Crétacés, vol. I., Céphalopodes. Paris 1840—1842. (Pal. fr.)
- Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle, vol. II. Paris 1850.
- PERON, A.: Description des Mollusques fossiles des terrains crétacés de la région des Hauts-Plateaux de la Tunisie recueillis en 1885 et 1886 par M. PHILIPPE THOMAS. Exploration scientifique de la Tunisie. Paris 1889—90. (Moll. foss. Tun.)
- Les Ammonites du Crétacé supérieur de l'Algérie. Mém. S. G. F. Pal. 17, 1896. (Amm. Crét. Algérie.)
- PERVINQUIÈRE, L.: Carte Géologique de la Tunisie. Études de Paléontologie Tunisienne I, Céphalopodes des Terrains Secondaires.
- QUAAS, A.: Beitrag zur Kenntnis der Fauna der obersten Kreidebildungen in der libyschen Wüste (Überwiegend Schichten und Blättertone). — Palaeontographica 30, 2, 1902, S. 150—334, Taf. XX—XXXIII (4<sup>o</sup>).
- SOLGER, F.: Über die Jugendentwicklung von *Sphenodiscus lenticularis* OWEN und seine Beziehungen zur Gruppe der Tissotien. Diese Zeitschr. 55, 1903, S. 69—84, Taf. IV.
- Die Fossilien der Mungokreide in Kamerun und ihre geologische Bedeutung, mit besonderer Berücksichtigung der Ammoniten; in ESCH, SOLGER, OPPENHEIM, JAEKEL: Beiträge zur Geologie von Kamerun. Stuttgart 1904. (Kamerun.)
- STOLICZKA, F. s. BLANFORD.
- WANNER, J.: Fauna der obersten Weißen Kreide der Libyschen Wüste. Palaeontographica 30, 2, 1901, S. 91—150, Taf. XIII—XIX.
- YABE, H.: Cretaceous Cephalopoda from the Hokkaido, Part 1. Journ. Coll. Sc. Univ. Tokyo XVIII, 1903. Part 2. ebenda XX, 1904.
- YOKOYAMA, M.: Versteinerungen aus der japanischen Kreide. Palaeontographica 36, 1890, S. 159—202, Taf. XVIII—XXV.

Siehe ferner meine aus der Bearbeitung des Materials hervorgegangenen kürzeren Mitteilungen:

Über die Notwendigkeit einer Revision des Genus *Neolobites*.  
Sitz.-Ber. Ges. naturforsch. Freunde, Berlin 1908, S. 253—286.  
(Zus. mit Dr. v. STAFF.)

Bemerkungen über drei neue Ammoniten aus der Oberen ägyptischen Kreide. Ebenda 1909, S. 179—191.

Vorläufige Mitteilung über die Bearbeitung der Cephalopoden der SCHWEINFURTHSchen Sammlung und über die Entwicklung des Turons in Ägypten (Oberen Kreide Ägyptens).  
Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. **62**, 1910, S. 379—387.

Der Hauptteil der vorliegenden Arbeit erschien ferner ohne Abbildungen bereits 1910 als Dissertation bei EBERING, Berlin.

Aus der Sammlung SCHWEINFURTHS konnten bestimmt werden:

### *Nautiloidea.*

#### **Genus Nautilus** BREYN.

*N. Mermeti* COQUAND.

*N. Mermeti* var. *Munieri* CHOFFAT.

### *Ammonoidea.*

#### **Genus Pachydiscus** ZITTEL.

*P. cfr. Menu* FORBES.

#### **Genus Neolobites** FISCHER em. PERON.

*N. Fourtaui* FOURTAU.

*N. Fourtaui* PERVINQUIÈRE. = nov. var. *Pervinquièri* ECK.

*N. Peroni* HYATT.

*N. Schweinfurthi* ECK n. sp.

*N. Brancai* ECK n. sp.

#### **Genus Hoplitoides** v. KOENEN.

*H. ingens* v. KOENEN.

*H. cfr. mirabilis* PERVINQ.

#### **Genus Acanthoceras** NEUMAYR.

*A. cfr. Footeanum* STOL.

*A. cfr. Mantelli* SOW.

*A. cfr. meridionale* var. *africana* PERVINQ.

#### **Genus Fagesia** PERVINQUIÈRE.

*F. Bomba* ECK n. sp.

*F. cfr. Thevestensis* PERON.

*F. indet.*

**Genus Vascoceras** CHOFFAT.*V. cfr. Amieirensis* CHOFFAT.*V. Kossmati* CHOFFAT.*V. Durandi* THOMAS et PERON.*V. Barcoicensis* CHOFFAT.*V. sp. indet.***Genus Pseudotissotia** PERON.*P. segnis* SOLGER und var. *discoidalis* PERVINQUIÈRE.**Genus Tissotia** DOUVILLÉ.*T. cfr. Fourneli* BAYLE.*T. cfr. Tissoti* BAYLE.*T. Schweinfurthi* ECK n. sp.*T. securiformis* ECK. n. sp.*T. Robini* THIOLLIÈRE.**Genus Hemitissotia** PERON.*Hemitissotia sp. indet.***Faunistische Bemerkungen.**

Die ägyptische Fauna zeichnet sich, wie schon früher mitgeteilt wurde<sup>1)</sup>, durch einen verhältnismäßigen Reichtum an Individuen bei Armut an Species aus und zeigt die größte Ähnlichkeit mit der Fauna Tunesiens und Portugals; jedoch kommen auch Anklänge an die Cephalopodenfauna Indiens vor (*Acanthoceras* cfr. *Footeanum*; *Ac. cfr. Mantelli*; *Ac. meridionale*).

An der Hand der vorliegenden Cephalopoden läßt sich mit einer einzigen Ausnahme keine Stütze für die Annahme einer Faunenvermischung an der Grenze des Turons und Cenomans finden (cfr. BLANCKENHORN). Nur einmal findet sich ein *Neolobites Schweinfurthi* in der Gesellschaft von turonischen Ammoniten, wie *Acanthoceras* cfr. *Footeanum* und *Vascoceras*.

**Paläontologischer Teil.****Genus Nautilus** BREYN.

Von der Familie der Nautiliden liegen mir nur drei Exemplare sowie einige Bruchstücke vor. Sie stammen aus dem Westen von Gebel om el Tennasseb (Schicht der großen Exogyren) und aus Wadi Mor Schicht 2.

---

<sup>1)</sup> Diese Zeitschrift 1910, S. 381. (Monatsber.)



*Nautilus Mermeti* COQUAND.

Taf. IX, 1.

- 1862 *Nautilus Mermeti* COQUAND: Géol. Pal. Constantine, S. 166, Pl. 2, Fig. 1 und 2.  
 1886 *Nautilus Munieri* CHOFFAT: Faune crét. Portugal, S. 1, Pl. 1, 2.  
 1900 BLANCKENHORN: Neues zur Geologie und Pal. Ägyptens, S. 36.  
 1903 *Nautilus Mermeti* COQUAND: PERVINQUIÈRE, Ét. Géol. Tun., S. 66, 77, 79.  
 1904 FOURTAU: Faune crét. d'Égypte, S. 252.  
 1907 *Nautilus Mermeti* COQUAND: PERVINQUIÈRE, Pal. Tun., S. 46.

Durchmesser . . . . .	135	69	55 mm
Dicke der Windung . . . . .	56	82	? „
Dicke der vorigen Windung . . . . .	30	15	? „
Radius der Windung . . . . .	91	45	? „
Radius der vorigen Windung . . . . .	46	20	? „
Durchmesser des Nabels . . . . .	8	5	? „

In der Literatur herrscht einige Unklarheit über die Stellung und Verwandtschaft des *Nautilus Mermeti* COQ. Die einzige mir bekannte photographische (und daher einwandfreie) Abbildung gibt CHOFFAT (a. a. O. Taf. 1 und 2). Er benennt seinen Nautilus aber *Nautilus Munieri* CHOFFAT; er identifiziert ihn also nicht mit dem Typ COQUANDS. Er kommt zu dieser Trennung, weil in der Abbildung COQUANDS die durch Zeichnung hergestellt wurde, die Schweifung der Septen eine andere ist. PERVINQUIÈRE hingegen (a. a. O., S. 46) vergleicht die Zeichnung COQUANDS mit den in der Sammlung der Sorbonne befindlichen Exemplaren von *Nautilus Mermeti* COQUAND und kommt zu dem Schluß, daß ein Zeichenfehler bei COQUAND CHOFFAT die Identifizierung der portugiesischen Spezies mit dem echten *Nautilus Mermeti* COQUAND erschwert habe. Er hält den *Nautilus Munieri* CHOFFAT höchstens für eine einfache Varietät des letzteren. Ich schließe mich PERVINQUIÈRES Ansicht an und benenne zwei meiner Stücke, die sich CHOFFATS Typ nähern: *Nautilus Mermeti* COQUAND var. *Munieri* CHOFFAT, Andere Bruchstücke: *Nautilus Mermeti* COQUAND.

*Nautilus Mermeti* COQUAND. Von dieser Spezies liegen mir nur Bruchstücke vor, die gleichwohl eine genaue Bestimmung erlauben. PERVINQUIÈRE gibt als bezeichnende Eigenschaft an, daß der Querschnitt eng sei, und daß die Septen einen geringen Abstand voneinander besitzen. Der Siphon liege etwa in einem Fünftel der Höhe des Septums.

Alle diese Merkmale, besonders die geringere Breite des Querschnittes, finden sich an den mir vorliegenden Bruchstücken.

*Nautilus Mermeti* COQUAND var. *Munieri* CHOFFAT.

Taf. IX, 2—4.

Zwei völlig erhaltene Exemplare aus der Schicht der großen Exogyren westl. Gebel om el Tennassib.

CHOFFAT gibt als Unterschied zwischen *Nautilus Munieri* und *Nautilus Mermeti* an, daß *Nautilus Munieri* unter anderem eine ovalere Mündung besitze als *Nautilus Mermeti*. Die anderen Unterschiede, die er anführt, daß z. B. *Nautilus Mermeti* eine „ondulation plus régulière, quoique plus forte que chez *Nautilus triangularis*“ besitze, habe ich nicht so genau feststellen können. Die mir vorliegenden Stücke unterscheiden sich nur in der verschiedenen Dicke und der Form des Querschnittes. Alle anderen Merkmale sind zu wenig charakteristisch, um als Kennzeichen zu dienen. Dazu kommt, daß sich Übergänge finden. Ich habe die Trennung in der Weise vorgenommen, daß ich die beiden Formen mit geblähteren Flanken, die zugleich einen ovaleren Querschnitt besitzen, als var. *Munieri* CHOFFAT bezeichnete, da CHOFFAT ausdrücklich unter anderem angibt: bouche plutôt ovale que triangulaire. Die Bruchstücke hingegen, die einen engeren Querschnitt zeigen, der sich der Dreiecksform nähert, habe ich gemäß PERVINQUIÈRES Angaben als echten *Nautilus Mermeti* bezeichnet.

Ich möchte die Aufmerksamkeit auf *Nautilus Mermeti* COQUAND hinlenken, damit Untersuchungen an reichhaltigerem Material feststellen, ob *Nautilus Mermeti*, *Nautilus Munieri* und *Nautilus Fittoni* SHARPE nicht in Wirklichkeit enger zusammengehören, als man aus den bisherigen Angaben der Literatur schließen könnte. Leider wird dem bis auf lange Zeit hinaus die verhältnismäßig große Seltenheit dieser Spezies, die von allen Autoren betont wird, entgegenstehen.

Ich bemerke ausdrücklich, daß ich die Unterscheidung der var. *Munieri* CHOFFAT nur mit Vorbehalt in Anbetracht des geringen mir zu Verfügung stehenden Materials mache. Deswegen füge ich einige photographische Aufnahmen bei, die u. a. über die Lage des Siphos, des Querschnittes, des Rückens usw. Auskunft geben.

*Nautilus Mermeti* ist ein charakteristisches Fossil des Cenomans. (Rotomagien.)

**Genus Pachydiscus ZITTEL.***Pachydiscus* cfr. *Menu* FORBES.

1845 *Amm. Menu* FORBES: Trans. Geol. Soc. London, 2. Ser., vol. VII, S. 111, Pl. X, Fig. 1.

1865 *Amm. Menu* STOLICZKA: Cret. South. India, vol. I, S. 103, Pl. 52, Fig. 3 und 4.

- 1898 *Pachydiscus Menu* KOSSMAT: Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns, Bd. IX, Heft III, S. 104.  
 1907 *Pachydiscus Menu* PERVINQUIÈRE: Ét. de Pal. Tun., S. 177. 178.

Anzahl: 4 Fragmente.

Fundort: Wadi Dhahel.

Abmessungen:

Durchmesser des Ammoniten . . .	88 mm
Radius der Windung . . . . .	50 „
Radius der vorigen Windung . . .	? „
Dicke der Windung . . , . .	43 „
Dicke der vorigen Windung . . .	? „
Durchmesser des Nabels . . . .	24 „

Vier mir vorliegende Fragmente weisen den typischen Habitus des Genus *Pachydiscus* ZITTEL auf. Leider gestattet ihr Erhaltungszustand bei keinem Individuum die Lobenlinie auch nur teilweise zu erkennen. Daher konnten sie auch nicht mit Sicherheit als *Pachydiscus Menu* FORBES angesprochen werden, ein Ammonit, mit welchem sie sonst die größte Ähnlichkeit haben.

Der Nabel ist weit. Die Umgänge umfassen einander nicht weit, der Querschnitt entspricht der von STOLICZKA (a. a. O. Tafel 52) angegebenen Zeichnung.

Vom Nabel aus ziehen sich wohlausgeprägte starke Rippen über die Flanken und den Rücken hinweg. Zwischen die Lücken sind schwächere Rippen in anscheinend wechselnder Anzahl eingeschaltet, die ebenfalls sich über die ganze Außenseite der Schale hinziehen. Die meisten Fragmente zeigen starke Randknoten wie zuweilen auch starke Nabelknoten.

**Genus *Sphenodiscus* MEEK. (-*Libycoceras* EASTMAN).**

*Sphenodiscus Ismaëlis* ZITTEL.

(Taf. X.)

- 1883 *Ammonites (Buchiceras) Ismaëlis* ZITTEL: Palaeontogr. XXX, 1.  
 1902 *Libycoceras Ismaëli* ZITT. QUAAS: Palaeontogr. XXX, 2, Taf. 29, 3--7 und 30, 1.  
 1907 *Libycoceras Ismaëli* PERVINQUIÈRE: Ét. Pal. Tunis. Ceph. Terr. sec.

Die Abbildung wurde nach einer Platte hergestellt, auf der sich der Vermerk „Coll. SCHWEINFURTH, Original Stuttgart“ befand. Erst durch Nachforschungen während der Korrektur stellte sich heraus, daß es sich um das bei QUAAS nach einer Zeichnung bereits abgebildete Exemplar der Münchener Sammlung aus der Coll. ZITTEL handelt.

**Genus *Neolobites* FISCHER.**

- 1840 *Ammonites Vibrayanus* D'ORBIGNY: Pal. franç. Terr. crét., S. 322, Tafel 96.

- 1882 *Neolobites Vibrayeanus* D'ORB. FISCHER: Manuel de Conchyl.  
 1889/90 *Neolobites Vibrayeanus* D'ORB. PERON: Description des mollusques fossiles de la Tunisie.  
 1890 *Neolobites Vibrayeanus* D'ORB. DOUVILLÉ: Sur la classification des Cératites de la craie. Bull. Soc. Géol. France, 3. Serie, Bd. 18.  
 1898 *Neolobites Vibrayeanus* D'ORB. CHOFFAT: Faune crét. du Portugal, 2. Ser., Lissabon.  
 1900 *Neolobites Vibrayeanus* D'ORB. BLANCKENHORN: Z. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 52.  
 1903 *Neolobites Vibrayeanus* D'ORB., *Neolobites Vibrayeanus* PERONI, *Neolobites Vibrayeanus* CHOFFATI HYATT: Pseudocerat. of the Cretaceous. Mon. U. S. Geol. Surv.  
 1904 *Neolobites Peroni* FOURTAU: Contribution à l'étude de la faune crétacique d'Égypte.  
 1907 *Neolobites Peroni* HYATT = *Neolobites Fourtaui* PERVINQ. PERVINQUIÈRE: Études de Paléontologie Tunisienne. Céphalopodes des terrains secondaires.  
 1908 H. v. STAFF und OTTO ECK: Über die Notwendigkeit einer Revision des Genus *Neolobites*. Sitzber. Ges. Naturforsch. Freunde. Berlin. Nr. 9.

Die obigen Angaben umfassen nur einen Teil der Literatur über das Genus *Neolobites*. Ich verweise auf die von Herrn Dr. v. STAFF und mir verfaßte Arbeit, in welcher eine umfangreichere Zusammenstellung der Literatur angegeben ist. Die wichtigsten Autoren sind jedoch unter den obengenannten aufgeführt.

Schon in der Benennung der einzelnen Elemente der Sutura hat in der Literatur eine große Verwirrung eingesetzt, indem die Autoren sich z. B. nicht über die Bedeutung des ersten Externsattels einig wurden.

Ich möchte also, um Mißverständnisse zu vermeiden, auf die früher gegebene schematische Darstellung einer *Neolobiten*-Lobenlinie verweisen.

*Neolobites Schweinfurthi* ECK.

Taf. XI, 1.

- 1908 *Neolobites Schweinfurthi* ECK n. sp. v. STAFF und ECK. A. a. O. S. 284, Fig. 13.

Anzahl: 11 Stücke.

Fundort: Wadi Mor (Schicht 2) und Wadi Gêbel om el Tennasseb (10 Ex.); Oase Beharie (Coll. BLANCKENHORN).

Abmessungen:

Durchmesser des Ammoniten .	126	68 mm
Radius der Windung . . . .	81	? „
Radius der vorigen Windung .	37	? „
Dicke der Windung . . . .	32	? „
Dicke der vorigen Windung .	15	14 „
Durchmesser des Nabels. . .	5	5 „

In den Sitzungsberichten der Gesellschaft der Naturforschenden Freunde konnte ich seinerzeit nur ein Fragment als Vertreter der neuen Spezies abbilden, da unter den zehn mir vorliegenden Individuen kein einziges völlig erhalten war. Die Fragmente zeigten wohl einwandfreie Einzelheiten, jedoch waren die wenigen vollständigen Stücke verdrückt. Durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Professors BLANCKENHORN wurde mir ein vollständig erhaltener Neolobit aus der Oase Beharie überwiesen, in dem ich unschwer einen typischen, vollständig erhaltenen *Neolobites Schweinfurthi* erkannte. Ich nehme die Abbildung dieses Cephalopoden zum Typ des *Neolobites Schweinfurthi* und bemerke, daß er die von mir seinerzeit an Hand der Fragmente aufgestellte Definition vollständig bestätigt.

*N. Schweinfurthi* zeichnet sich durch folgende Eigenschaften aus:

1. Der Nabel ist sehr eng. Bei zwei Bruchstücken betrug der Durchmesser des Ammoniten 68 resp. 168 mm und der Durchmesser des Nabels 5 mm.
2. Er ist von mittlerer Dicke.
3. Die Loben sind plump und von wechselnder Form.
4. Es können bis zu fünf Auxiliarsättel auftreten.

Die Form der Loben zeigt einige Ähnlichkeit mit der von CHOFFAT (a. a. O. Pl. V, Fig. 2 b) gegebenen Abbildung; bei allen mir vorliegenden Exemplaren zeigt sich dieselbe eigenartige tropfenförmige Gestalt der Sättel, die zuweilen nach oben etwas spitzer werden und zum Nabel sich neigen können. Doch beobachtet man solche Neigung nur bei den beiden Adventivloben und bei dem Lateralsattel. Diese Übereinstimmung ist die einzige, die diese neue Spezies mit CHOFFATS Exemplar aufweist, und dazu nach meiner Ansicht vielleicht nicht die wichtigste. Da ferner das Exemplar CHOFFATS wegen seines schlechten Erhaltungszustandes (vide HYATT, PERVINQUIÈRE) sehr wenig einwandfreie Details gibt, so stehe ich nicht an, obige Neolobiten wegen sonstiger großer Unterschiede einer neuen, deutlich verschiedenen Spezies zuzurechnen. Am Nabel sind Andeutungen von radial verlängerten Knoten. Der Rücken ist flach, abgekantet und mit zahlreichen, zum Teil ziemlich dicken Knoten versehen. Rippen sind an den vorliegenden Exemplaren nicht mehr sichtbar; sie dürften, wenn überhaupt vorhanden, nicht allzu stark gewesen sein, da die Steinkerne stellenweise die Einzelheiten recht gut bewahrt zu haben scheinen.

*Neolobites Brancai* ECK.

Taf. XII.

1908 *Neolobites Brancai* ECK n. sp., a. a. O. S. 276., Fig. 5.

Anzahl der untersuchten Exemplare: 1 Individuum.

Fundort: Wadi Abu Rimf II. d.

## Abmessungen:

Durchmesser des Ammoniten . . .	150 mm
Radius der Windung . . . . .	98 „
Radius der vorigen Windung . . .	32 „
Dicke der Windung. . . . .	32 „
Dicke der vorigen Windung. . .	13 „
Weite des Nabels . . . . .	8 „

Das mir vorliegende Exemplar übertrifft an Größe die bisher beschriebenen Exemplare mit Ausnahme der von PERVINQUIÈRE abgebildeten Bruchstücke und eines Exemplars von CHOFFAT.

*Neolobites Brancai* ist hochmündig, flach, scheibenförmig.

Die Höhe der Windungen nimmt schnell zu.

An den Stellen, an denen noch Schale erhalten geblieben ist, sind keine oder doch nur verschwindend gering ausgeprägte Rippen vorhanden. An einer Stelle (62 mm Windungsradius) bemerkt man, daß etwa in 25 mm Abstand parallel mit der Peripherie eine schwache, schmale Erhöhung umläuft; jedoch ist zu wenig davon erhalten, als daß man einen sicheren Schluß über ihren weiteren Verlauf ziehen könnte. Ich würde diesem Umstande weiter keine Bedeutung beilegen, wenn nicht an dem im folgenden beschriebenen Stück, das allerdings einer anderen Spezies angehört, an derselben Stelle eine umlaufende Knotenreihe zu sehen wäre. Der Rücken ist sehr schmal, abgestutzt und mit kleinen in der Richtung der Peripherie ausgezogenen Knoten besetzt, die in den älteren Windungen deutlich und größer werden und in den Jugendwindungen zu fehlen scheinen. Nabelknoten fehlen; nur an einer Stelle scheint eine schwach radial ausgezogene Erhöhung sich zu finden, die auf nach dem Rücken zu in Rippen sich fortsetzende Nabelknoten deuten könnte. Daß derartige Nabelknoten vorkommen, bemerkt bereits PERVINQUIÈRE von *Neolobites* einer anderen Spezies; ich selbst konnte dieselbe Erscheinung mehrfach beobachten. Der Nabel ist sehr eng. Die Lobenlinie ist sanft bogenförmig nach vorne geschwungen. In den Jugendwindungen ist diese Krümmung stärker. Die Lobenlinie besteht aus einem durch einen Sekundärzacken zweigeteilten Externlobus,

einem durch einen Adventivlobus zweigeteilten Externsattel, zwei Lateralsättel und vier (5?) Auxiliarsätteln.

Bei zunehmendem Alter nähert sich der siphonale Teil des Externsattels an Höhe dem lateralen Teil. In einigen älteren Windungen übertrifft er ihn an Breite. Die Loben sind breit und eingeschnürt (pincé), so daß das untere Ende tropfenförmig erscheint. Die Auxiliarloben nehmen ziemlich schnell an Höhe und Breite nach dem Nabel hin ab. Loben und Sättel berühren sich nirgends. Die Länge der Wohnkammer war nicht zu bestimmen; sie beträgt aber mindestens 130°.

Zusammenfassung der Artmerkmale des *N. Brancai*.

1. Gestalt: Groß, flach, scheibenförmig, hochmündig.
2. Berippung: Sehr schwach.
3. Auf dem schmalen abgestutzten Rücken sehr kleine langgezogene Knoten.
4. Lobenlinie bogenförmig geschwungen: Sättel und Loben breit.
5. Vier (fünf?) Auxiliarsättel.

*Neolobites Fourtaui* FOURTAU.

Taf. VI, 6.

- 1903 *Neolobites* sp. PERVINQUIÈRE: Ét. géol. Tun. cent., S. 76.  
 1904 *Neolobites Peroni* FOURTAU: Contribution à l'Étude de la faune crét. d'Égypte. Bull. de l'Institut Egyptien, S. 253, Fig. 2.  
 1907 *Neolobites Fourtaui* PERVINQUIÈRE: Études de paléont. Tunisienne, S. 209, Tafel VIII.  
 1908 *Neolobites Fourtaui* FOURTAU var. PERVINQUIÈRE v. STAFF und ECK: Über die Notwendigkeit einer Revision des Genus *Neolobites*. a. a. O. S. 269.

Anzahl: 3 Individuen, einige Fragmente (unsicher).

Fundort: Wadi Mor.

#### Abmessungen:

Durchmesser des Ammoniten .	48	49	52 mm
Radius der Windung . . .	35	27	32 „
Radius der vorigen Windung .	?	14	22 „
Dicke der Windung . . .	9	11	11 „
Dicke der vorigen Windung .	?	?	5 „
Durchmesser des Nabels . .	5	8	5 „

Nur nach langem Zögern und genauestem Vergleichen der SCHWEINFURTHSchen *Neolobiten* habe ich mich entschlossen, die von FOURTAU und PERVINQUIÈRE unter den oben erwähnten Benennungen abgebildeten Cephalopoden als zwei verschiedene Varietäten zu beschreiben und sie nicht, wie PERVINQUIÈRE

will, zu vereinigen. Ich glaube hierzu umsomehr in der Lage zu sein, als mir etwa 20 Individuen vorliegen, von denen ein Teil ganz auffallend dem Typ FOURTAU, der Rest dagegen dem Typ PERVINQUIÈRES nahe kommt. Ich will an dieser Stelle gleich bemerken, daß, wenn auch *Neolobites* im Cenoman leitend ist, sich dennoch einmal ein *Neolobites Schweinfurthi* zusammen mit unterturonischen Cephalopoden, z. B. *Pseudotissotia segnis*, im Wadi Mor vorfand. Wenn später auf Grund reichhaltigerer Funde und genauerer Untersuchungen die Horizonte des Cenomans feiner gegliedert sind, werden möglicherweise die beiden abgetrennten Varietäten verschiedene Horizonte anzeigen. Zurzeit läßt sich an Hand der mir vorliegenden

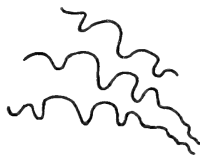


Fig. 1.



Fig. 2.

Lobenlinie von *Neolobites Fourtaui* FOURT.  
Entstehung des Externsattels.

Individuen eine Reihe von Übergangsformen nachweisen. Trotzdem glaube ich die beiden äußersten Glieder als verschiedene Varietäten bezeichnen zu müssen.

Ich benenne, wie bereits v. STAFF vorschlug (a. a. O. S. 269), den von FOURTAU (a. a. O. S. 253) abgebildeten Cephalopoden, *Neolobites Fourtaui* FOURTAU, den von PERVINQUIÈRE (a. a. O. S. 209) abgebildeten *Neolobites Fourtaui* var. *Pervinquieri*. Drei recht gut erhaltene Individuen der SCHWEINFURTHSchen Sammlung schließen sich der von FOURTAU gegebenen Beschreibung und Abbildung an.

Als Hauptmerkmale dieser Varietät gegenüber der PERVINQUIÈRESchen Varietät möchte ich folgende Punkte ansehen:

Der Nabel ist enger.

Der Rücken ist schmaler.

Die Nabelknoten sind bedeutend mehr entwickelt als die Randknoten; letztere können z. B. kaum entwickelt sein, wenn die Nabelknoten stark hervortreten.

Rippen- und Randknoten sind nur sehr schwach entwickelt (an meinem Individuum die Rippen überhaupt nicht). Die Sutura zeigt die von FOURTAU angegebene „anse de panier“. Im allgemeinen treten nicht mehr als fünf Elemente auf (bei var.



*Pervinquieri* bis 7). Endlich scheint der *Neolobites Fourtaui* FOURTAU nicht über die von FOURTAU angegebene Größe hinauszukommen (55 mm Durchmesser). Die mir vorliegenden Individuen bleiben alle hinter dieser Größe zurück. Die PERVINQUIERESchen Individuen können bis 135 mm Durchmesser besitzen. Ich halte letztere in anbetracht der recht konstanten Unterscheidungsmerkmale durchaus nicht etwa für Altersstadien des *Neolobites Fourtaui* FOURTAU und betone, daß, obwohl mir Übergangsformen vorliegen, sich diese beiden einstweilen als Varietäten unterschiedenen Formen gut auseinanderhalten lassen.

*Neolobites Fourtaui* var. *Pervinquieri* n. var.

Anzahl: 16 Individuen.

Fundort: Wadi Mor und westlich Gebel om el Tennesab.

Als typische Merkmale des *Neolobites Fourtaui* var. *Pervinquieri* betrachte ich, verglichen mit *Neolobites Fourtaui* FOURTAU:

1. Der Nabel ist weiter.
2. Die Rückenkante ist mit großen Knoten versehen und verhältnismäßig weniger tief ausgekehlt als beim *Neolobites Fourtaui* FOURTAU.
3. Die Sutura, besonders Rippen- und Randknoten, ist stärker entwickelt.
4. Die Lobenlinie kann mehr Elemente umfassen (s. oben).

Diese Unterschiede mögen auf den ersten Blick unbedeutend erscheinen, so daß sie die Trennung als überflüssig erscheinen lassen, jedoch läßt sich durch den Gesamteindruck die Trennung leicht ermöglichen. Zum Schluß möchte ich noch darauf hinweisen, daß die „courbure générale de la ligne suturale“, von der PERVINQUIÈRE spricht, nach den mir vorliegenden Individuen zu urteilen, nicht bei *Neolobites Fourtaui* FOURTAU auftritt. Bei diesem konnte ich niemals die scharfe Knickung in der Sutura feststellen.

Endlich scheinen bei *Neolobites Fourtaui* PERVINQUIÈRE ein bis zwei Auxiliarsättel mehr als bei *Neolobites Fourtaui* FOURTAU auftreten zu können.

*Neolobites Peroni* Hyatt  
var. *Pervinquieri* v. STAFF und ECK.

Taf. XI, 2—3.

1889 *Neolobites Vibrayeanus* PERON: Moll. foss. Tunisie, S. 16., Pl. XVIII, Fig. 1—2.

1903 *Neolobites Vibrayeanus* PERVINQUIÈRE: ÉL. Géol. Tun. cent., S. 67.

1903 *Neolobites Peroni* HYATT: Pseudoceratites, S. 179.

1907 *Neolobites Peroni* HYATT, PERVINQUIÈRE: Etudes de Pal. Tun., S. 208, Taf. 8, Fig. 1a, b.

1908 *Neolobites Peroni* var. *Pervinquièri* v. STAFF und ECK S. 279.

Anzahl: 1 Individuum, westlich Gebel om el Tennasseb.

#### Abmessungen:

Durchmesser des Ammoniten . . .	92 mm
Radius der Windung . . . . .	61 "
Radius der vorigen Windung . . .	28 "
Dicke der Windung . . . . .	34 "
Dicke der vorigen Windung . . .	15 "
Weite des Nabels . . . . .	7 "

Das oben genannte Exemplar stelle ich zu *Neolobites Peroni* HYATT, lege aber meiner Beschreibung nicht die von PERON (Illustration des invertébrés fossiles de la Tunisie Pl. XVIII, Fig. 1. 2) gegebene Abbildung zugrunde, sondern halte mich an PERVINQUIÈRES Abbildungen und Beschreibungen. Das Stück ist von geblähter Form. Der Rücken ist kantig abgeplattet; er scheint in der Mitte leicht eingesenkt und ist an beiden Seiten mit niedrigen, im Sinne der Peripherie langgezogenen Knoten bedeckt. Diese Knoten werden durch das Auftreten der zahlreich radial vom Nabel zur Peripherie ausstrahlenden Rippen gebildet. Diese Rippen sind deutlich sichtbar und ziemlich breit. Das bis zum Ende suturierte Exemplar weist ca. 35 Rippen auf. Am Nabel sind etwa fünf ziemlich dicke Knoten zu beobachten, deren Größe mit den Knoten an PERVINQUIÈRES Exemplar übereinstimmt, jedoch erheblich hinter PERONS Zeichnung zurückbleibt. Weil gerade an dieser Stelle die Schale erhalten blieb, können keine Entstellungen durch Verwitterung der Nabelknoten entstanden sein.

Die Lobenlinie besteht aus einem durch einen Sekundärzacken zweigeteilten Externlobus, einem durch einen Adventivlobus zweigeteilten Externsattel, aus zwei Lateralsätteln und drei (vier?) Auxiliarsätteln. Die „feinen vom Nabel zum Kiel“ verlaufenden Streifen, von denen FORTAU bei Beschreibung seines *Neolobites Fourtaui* spricht, habe ich an der erhaltenen Schale der beiden besprochenen (allerdings anderen Spezies zugehörigen) Neolobiten nicht bemerken können. Diese Streifen scheinen demnach eine Eigentümlichkeit des *Neolobites Fourtaui* zu sein.

Aus dem Gesagten ergibt sich, daß der vorliegende Neolobit dem *Peroni* von PERVINQUIÈRE sehr nahesteht. Der größte Unterschied würde darin bestehen, daß eine zweite konzentrische Knotenreihe parallel dem Rücken läuft. Ich halte jedoch angesichts der sonstigen großen Übereinstimmung mit

*Neolobites Peroni* diesen Umstand für nicht schwerwiegend genug, um die beiden Formen zu trennen. Lediglich die stellenweise erhaltene Schale des SCHWEINFURTHSchen Exemplars hat die Feststellung der zweiten Knotenreihe erlaubt, während PERVINQUIÈRES Exemplar etwas abgewetzt ist und eventuell dieses Merkmal nicht mehr zeigen kann. Übrigens zeigt PERVINQUIÈRES Abbildung Tafel 8 in 6 mm Abstand von der Rückenante auf der Flanke eine Vorbiegung, die auf eine Akzentuierung der Rippen an dieser Stelle schließen läßt.

**Genus Hoplitoides.** VON KOENEN. em. SOLGER und PERVINQUIÈRE.

1898 VON KOENEN: Über Fossilien der Unteren Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun. Berlin 1898.

1904 SOLGER: Die Fossilien der Mungokreide in Kamerun und ihre geologische Bedeutung, mit besonderer Berücksichtigung der Ammoniten. Stuttgart 1904.

1907 PERVINQUIÈRE: Etudes de Paléontologie Tunisienne.

Als SOLGER im Jahre 1904 mehrere Ammoniten der Mungokreide als *Hoplitoides ingens* v. KOENEN bestimmte, machte er bereits auf ihre große Ähnlichkeit mit dem *Sphenodiscus Requieri* D'ORBIGNY aufmerksam, den PERON abbildet (Ammonites du Crét. sup. de l'Algérie, Pl. 4, Fig. 2, 3).

PERVINQUIÈRE ging weiter, indem er mehrere Ammoniten, die er ursprünglich als *Sphenodiscus* angesprochen hatte, nach eingehender Prüfung dem Genus *Hoplitoides* anschloß.

Mehrere mir vorliegende Cephalopoden schloße ich ebenfalls dem Genus *Hoplitoides* an, indem ich die erweiterte Genusdefinition SOLGERS und PERVINQUIÈRES zugrunde lege.

An dieser Stelle sei es gestattet abzuschweifen zur Beantwortung der Frage nach der Ausdehnung der Kreidemeere.

PERVINQUIÈRE sagt (a. a. O. S. 223): „Il est intéressant de rappeler que le type provient du Cameroun. C'est là une nouvelle preuve de l'extension de la mer du Crétacé supérieur sur une grande partie de l'Afrique. Il ne paraît pas douteux que cette mer s'étendait d'Algérie et de Tunisie, à Bilma, au Damerghou, au Cameroun et de là au Brésil, tous ces pays présentant sa plus grande affinité quant à leurs faunes du Turonien et du Sénonien inférieur. J'ajoute, enfin, que la collection de l'Ecole des Mines renferme un fragment de *Hoplitoides* provenant du Sinai, ce qui nous indique l'extension, vers l'Est, de la même mer“.

Es ist von Interesse zu erfahren, daß *Hoplitoides* also auch in Ägypten vorkommt.

Die bisher bekannten Fundorte sind: Kamerun (ESCH, SOLGER), Tunis (PERON, PERVINQUIÈRE), Ägypten (SCHWEINFURTH), Sinai.

Ferner konnte ich das Vorkommen von *Vascoceras* und *Fagesia* in Ägypten feststellen. *Vascoceras* (Turon) ist bekannt in Spanien, Portugal, Algier, Tunis und Ägypten.

Noch weiter muß sich das Meer ausgebreitet haben, in welchem *Fagesia* lebte. *Fagesia* ist gefunden in Portugal, Algier, Tunis, Ägypten, Indien, Japan, Mexiko.

*Hoplitoides ingens* v. KOENEN em. SOLGER.

Taf. XIII, 2.

- 1897 *Sphenodiscus Requieri* PERON: Amm. cret. sup. d'Algérie, S. 34, Pl. IV.  
 1897 *Neoptychites ingens* v. KOENEN: Fossilien der unteren Mungokreide. Tafel II, S. 12.  
 1903 *Sphenodiscus* indet. PERVINQUIÈRE: Ét. géol. de la Tunisie centrale, S. 115, 116, 117.  
 1904 *Hoplitoides ingens* SOLGER: Beiträge zur Geologie von Kamerun, Tafel V, S. 137–153.  
 1907 *Hoplitoides ingens* PERVINQUIÈRE: Études de Pal. Tunisienne, Pl. IX, S. 219.

Anzahl: 4.

Fundort: Wadi Abu Rimf; Unteres Wadi Tin; Oberstes Wadi Hauaschieh.

Horizont: Unterstes Senon.

Abmessungen:

Radius der Windung . . . .	65	32	59	18
Radius der vorigen Windung . . . .	30	21	38	9
Dicke der Windung . . . .	32	22	32	9
Dicke der vorigen Windung . . . .	12	10	12	4
Durchmesser des Ammoniten . . . .	110	59	80	30
Durchmesser des Nabels . . . .	14	6	5	2

Der Erhaltungszustand der mir vorliegenden Hoplitoiden ist nicht besonders günstig, wenngleich er genügt, um die zur Bestimmung nötigen Merkmale festzustellen. Die Steinkerne sind stellenweise etwas verwittert, so daß die oben angegebenen Maße nicht ganz genau sind. Das größte Individuum ist am meisten verwittert, so daß ich nicht feststellen kann, ob Knoten oder Rippen vorgelegen haben. Ein kleineres Individuum von Wadi Tin zeigt vom Nabel aus sich sichelförmig über die Flanken bis zum Kiel erstreckende Rippen.

Im allgemeinen verweise ich auf die ausführlichen Beschreibungen SOLGERS und PERVINQUIÈRES, da der Erhaltungszustand der mir vorliegenden Individuen leider nicht gestattet, neue Beobachtungen zu machen.

Ich habe einige Zeichnungen von Lobenlinien beigefügt, aus denen man die große Veränderlichkeit, die das Genus *Hoplitoides* auszeichnet, ersehen mag.

SOLGER wie PERVINQUIÈRE wiesen bereits darauf hin; letzterer führt als eine ziemlich konstante Eigentümlichkeit der Lobenlinie den Umstand an, daß der erste Laterallobus eine besonders weitgehende Entwicklung aufweise; diese Erscheinung kann ich durchaus bestätigen.

Die vorliegenden 4 Hoplitoiden schließe ich eng an die von PERVINQUIÈRE als *Hoplitoides ingens* beschriebenen und abgebildeten Ammoniten an. Wenn auch kleinere Abweichungen vorliegen, vermag ich keinen bedeutenderen Unterschied fest-



Fig. 3.

Fig. 4.

Fig. 5.

Lobenlinie von *Hoplitoides ingens* v. KOENEN. Natürl. GröÙe.

zustellen und halte beide Formen für identisch. Unterschiede finden sich hauptsächlich in der Suture.

Da die Steinkerne etwas verwittert sind, läßt sich über die Skulptur nichts feststellen.

*Hoplitoides* cfr. *mirabilis* PERVINQUIÈRE.

1907 PERVINQUIÈRE: Études de Pal. Tunisienne. Tafel X, Fig. 3 a b, S. 218.

Anzahl: 1 Individuum.

Fundort: Unteres Wadi Tin.

Horizont: Unteres Turon.

Abmessungen:

Radius der Windung . . . . . 94

Radius der vorigen Windung . . . . . 51

Dicke der Windung . . . . . ?

Dicke der vorigen Windung . . . . . 28

Durchmesser des Ammoniten . . . . . 176

Durchmesser des Nabels . . . . . 15

Ein ziemlich stark verwittertes Individuum aus dem unteren Wadi Tin stelle ich vor allem wegen der eigentümlichen Ausbildung der Suture in die Nähe von *Hoplitoides mirabilis* PERVINQUIÈRE.

Diese Spezies ist wegen der eigenartigen sehr plumpen

phylloiden Ausbildung ihrer Suturelemente leicht erkenntlich. Wenn das mir vorliegende Individuum unglücklicherweise nicht gerade an dem *Siphonallobus* stark verwittert und durch tiefgehende Sprünge im Steinkern deformiert wäre, würde ich die beiden Formen sogar für identisch erklären können.

Leider gestattet der Erhaltungszustand auch nicht, eine Zeichnung der Sutura beizufügen.

Der Siphonalsattel läßt große Ähnlichkeit mit der von PERVINQUIÈRE abgebildeten Lobenlinie erkennen; auch der Siphonallobus zeigt die blattförmigen ziemlich weit in die Höhe ragenden Zacken.

PERVINQUIÈRE gibt als Alter des *Hoplitoides mirabilis* Unteres Turon an.

### Genus *Acanthoceras* NEUMAYR.

Das Genus *Acanthoceras* wurde 1875 von NEUMAYR aufgestellt, jedoch so wenig scharf umgrenzt, daß ein Teil seiner damaligen Angehörigen, wie PERVINQUIÈRE sagt, geradezu als Typen neuer Genera aufgestellt wurden (*Mammites*, *Douvilleiceras*, *Prionotropis* usw.).

PERVINQUIÈRE gibt als Typ das *Acanthoceras Rotomagense* DEFANCE an und hält ungefähr folgende Eigenschaften für bestimmend:

Form meist dick, ziemlich dicker Nabel, auf den Flanken gerade oder leicht geschwungene Rippen, die einfach oder zweifach gegabelt sein können. Diese Rippen ziehen sich ganz oder nur teilweise über die Ventralseite hin. Stets entspricht ein Randknoten einem Nabelknoten, wenn auch die Anzahl schwanken kann. In der Mitte kann man zuweilen einen Knoten beobachten, doch kann dieser entweder ganz fehlen oder im Alter verschwinden. Die Sutura umfaßt nur wenige Elemente. PERVINQUIÈRE bemerkt selbst, daß schon aus der Genusbeschreibung hervorgehe, wie eine genaue Umgrenzung durch die außerordentliche Variabilität der einzelnen Spezies erschwert werde.

*Acanthoceras* cfr. *Footeanum* STOL.

Taf. XVII, 1—2.

- 1865 *Ammonites Footeanus* STOLICZKA: Southern India, S. 101, Taf. 52, Fig. 1—2.  
 1897 *Acanthoceras Footeanum* KOSSMAT: Südindische Kreide, S. 127.  
 1898 *Acanthoceras Footeanum* CHOFFAT: Faune crétacique du Portugal S. 66, Pl. 16.

Fundort: 1 Ex. vom Wadi Mor, Schicht I.

Horizont: Unteres Turon: Schicht der *Pseudotissotia segnis*.

## Abmessungen.

Durchmesser des Ammoniten . . .	125 mm
Dicke der Windung . . . . .	78 „
Dicke der vorigen Windung . . .	30 „
Radius der Windung . . . . .	50 „
Radius der vorigen Windung . . .	20 „
Durchmesser des Nabels . . . .	45 „

Nur ein einziges Individuum aus dem reichhaltigen Material der Sammlung SCHWEINFURTHS gehört dieser Art mit größter Wahrscheinlichkeit an. Mehrere sehr verwitterte Fragmente die ich der Sicherheit halber als Ammon. indet. bezeichne, könnte man dem Äußern nach allenfalls hierhin stellen.

Auch das obengenannte Individuum ist ebenfalls sehr stark verwittert; so sind z. B. die Rippen nur noch undeutlich zu erkennen, ebenso die Rand- und Nabelknoten. Die einzelnen Elemente der Sutura sind wenigstens der Zahl nach durch Präparieren feststellbar gewesen. Immerhin weist der Gesamthabitus eine so auffallende Ähnlichkeit in allen Teilen mit dem *Acanthoceras Footeanum* auf, daß es für mich keinem Zweifel unterliegt, daß es sich hier um einen Angehörigen derselben Spezies handelt.

Genus *Fagesia* PERVINQUIÈRE 1907.

1907 PERVINQUIÈRE. Étude de Paléontologie Tunisienne. I. S. 319 (Literatur).

*Fagesia Bomba* ECK.

Taf. XVIII, 1 und 2.

1909 *Fagesia Bomba* ECK, Neue Amm. Ob. Kr. Ägypt. Sitzber. Ges. Naturf. Fr. Berlin Nr. 3, S. 181, Fig. 1—5.

Fundort: 2 Individuen von Wadi Mor, Schicht I.

Horizont: Unteres Turon.

## Abmessungen:

	I	II
Durchmesser des Ammoniten . . .	170	59 mm
Dicke der Windung . . . . .	162	51 „
Dicke der vorigen Windung . . .	96	27 „
Radius der Windung . . . . .	103	32 „
Radius der vorigen Windung . . .	77	10 „
Durchmesser des Nabels . . . .	47	11 „

Von den vier mir vorliegenden Fagesien, von SCHWEINFURTH 1877 bei Wadi Mor (I) und Wadi Abu Rimf (II) gesammelt, unterscheiden sich zwei Individuen aus Wadi Mor in wichtigen Merkmalen so bedeutend von den bisher beschriebenen Arten,

daß ich sie einer neuen Spezies zuweisen muß; ich benenne sie *Fagesia Bomba* n. (SCHWEINFURTH hatte sie auf seinen Etiketten als *Ammonites Bomba* bezeichnet).

*Fagesia Bomba* ist im Alter fast völlig kugelrund, der Nabel ist ziemlich tief und sehr breit. Die Nabelwände fallen senkrecht ab, die Umgänge sind ziemlich umfassend, niedrig, abgerundet; nach der Mündung zu verbreitern sie sich bedeutend. Am Nabel

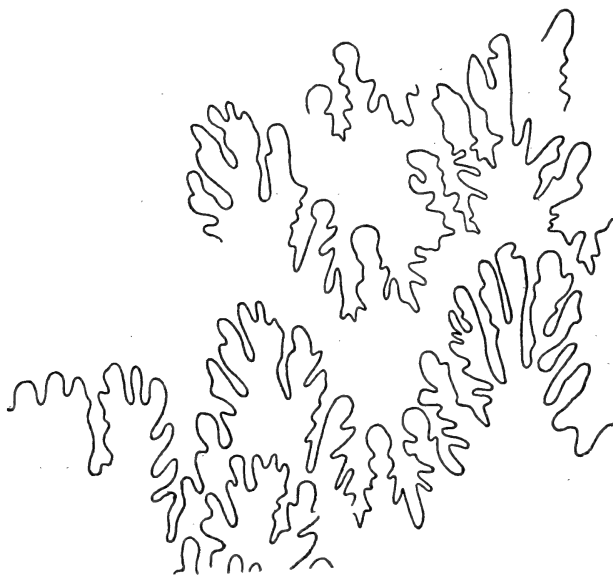


Fig. 6.

Lobelinie von *Fagesia bomba* n. sp. Wadi Mor.  
Von der linken Seite.  $\frac{3}{4}$  natürl. Größe.

sitzen 10 bis 12 Knoten, die in der Jugend ziemlich spitz sind, im Alter rund werden, aber nicht völlig verschwinden. Von den Nabelknoten laufen Rippen über die Flanken, die im Alter undeutlich, aber nicht unsichtbar werden. Die Lobelinie besteht aus vier Sätteln, von denen ungefähr drei auf der Flanke und der vierte auf der Nabelwand liegen. Fig. 6.

Diese Merkmale bedingen besonders in ihrer Gesamtheit so bedeutende Unterschiede den andern bisher beschriebenen Fagesien gegenüber (z. B. *Fagesia superstes* KOSSMAT, *thevestensis* PERON, *rudra* STOLICZKA), daß die Aufstellung einer neuen Spezies geboten erschien. Die Unterschiede habe ich in meiner früheren Arbeit dargelegt (a. a. O. S. 182—184).



*Fagesia* indet. cfr. *Fagesia Thevestensis* PERON.

Ein Individuum aus dem Wadi Abu Rimf.

Abmessungen:

Durchmesser . . . . .	134 mm
Dicke der Windung . . . .	91 "
Dicke der vorigen Windung .	? "
Radius der Windung . . . .	75 "
Radius der vorigen Windung .	? "
Durchmesser des Nabels . . .	28 "

Der schlechte Erhaltungszustand dieses einzigen Exemplares, aus welchem große Stücke herausgebrochen sind, gestattet leider keine einwandfreie Zuweisung an eine der bisher beschriebenen Arten und keine erschöpfende Beschreibung.

Ich habe diesen Ammoniten, den ich nach der leidlich erhaltenen Lobenlinie und dem ganzen Habitus unbedingt zum Genus *Fagesia* rechne, in die Nähe von *Fagesia thevestensis* gestellt. Ich bemerke jedoch ausdrücklich, daß der schlechte Erhaltungszustand mich allein bestimmt, keine neue Spezies aufzustellen, wozu mich die nachstehend aufgeführten Unterschiede sonst veranlaßt hätten.

Der Querschnitt ähnelt demjenigen von *Fagesia thevestensis* (PERVINQUIÈRE a. a. O., Fig. 6b). Dagegen ist der Nabel im Verhältnis bedeutend enger. Nabelknoten sind nicht zu erkennen, ebensowenig Rippen. Die Nabelwände fallen senkrecht und mäßig tief ab. Die Umgänge sind ziemlich flach.

Diese Unterschiede weichen in ihrer Gesamtheit allerdings von den Merkmalen der bisher beschriebenen Spezies beträchtlich ab und lassen die Zuweisung an irgendeine derselben untunlich erscheinen. Die Lobenlinie ist jedoch durchaus die dem Genus *Fagesia* eigentümliche; auch andere Merkmale sprechen dafür. Das Fehlen der Rippen und Nabelknoten kann entweder auf schlechten Erhaltungszustand zurückzuführen sein, oder es liegt dieselbe Erscheinung wie bei *Peroni* PERVINQUIÈRE vor, die ja auch diese Kennzeichen nur in geringem Maße zeigt. Solange kein besseres Material vorliegt, muß die Frage nach der Zugehörigkeit dieses Individuums offen bleiben.

*Fagesia* ? indet.

Einen völlig verkieselten Steinkern aus Wadi Mor I führe ich an dieser Stelle mit Vorbehalt an. Die Sutura ist nirgendswo erhalten. Jedoch stimmt das Äußere mit *Fagesia ? Fleuryi* PERVINQUIÈRE überein, besonders der Querschnitt, die enge Nabelung und die Form der Windung.

### Genus *Vascoceras* CHOFFAT.

Die SCHWEINFURTHSche Sammlung enthält zahlreiche Individuen, welche dem Genus *Vascoceras* CHOFFAT angehören. Leider ist ihr Erhaltungszustand nicht immer günstig, da viele Individuen stark verwittert sind; aus diesem Grunde mußten mehrere Steinkerne als *Vascoceras* sp. ind. bezeichnet werden.

Die Einteilung des Genus *Vascoceras* ist hauptsächlich von dem Äußeren, dem Vorhandensein oder Fehlen von Knoten und Rippen, abhängig. Der teilweise sehr schlechte Erhaltungszustand, der wohl die Charakteristika des Genus erkennen läßt, verbietet die Zuweisung an bestimmte Spezies.

CHOFFAT, der das Genus *Vascoceras* für eine Gruppe zahlreich in Portugal vorkommender Ammoniten aufstellte, unterschied vier Untergruppen. PERVINQUIÈRE zog diese vier Gruppen in drei Unterabteilungen zusammen, da ihm die überaus große Veränderlichkeit und das Vorkommen von Übergängen eine Vereinfachung rätlich erscheinen ließ. Auch hierin schließe ich mich der Einteilung PERVINQUIÈRES an. Obwohl die Vascoceratiden dort, wo sie auftreten, zahlreich vorkommen, ist ihre Verbreitung anscheinend ziemlich beschränkt. PERVINQUIÈRE führt als Fundorte an: Portugal, Spanien, Algier, Tunis, Ägypten, Brasilien.

#### Gattungsdiagnose nach PERVINQUIÈRE.

(A. a. O. S. 332).

„Schale mehr oder minder gewölbt, zuweilen rundlich, Ventralseite abgerundet, in der Jugend Rippen, die mit Nabelknoten und Randknoten versehen sind; diese Knoten werden im Alter undeutlicher (die Nabelknoten bleiben länger sichtbar) und verschwinden, außer bei einer Gruppe, sogar völlig. Niemals Knoten auf der Ventralseite. Die Lobenlinie enthält zwei breite Sättel, abgerundet, wenig zerschlitzt; der dritte Sattel ist kleiner. Loben breit und durch kleine ungeschlitzte Sättel geteilt.“

#### Untergruppen nach PERVINQUIÈRE.

##### A) Forme monotuberculée.

Type: *Vascoceras Gamai*, V. Douvillei.

##### B) Forme globuleuse.

Type: V. Hartiiformis.

##### C) Formé multituberculée.

Type: V. subconciliatum.

*Vascoceras* sp. cfr. *Amieirensis* CHOFFAT.

1897 CHOFFAT: Faune crét. du Portugal, S. 61, Taf. 12, 13, 21.

Einige Cephalopoden aus der SCHWEINFURTHSchen Sammlung weisen die unverkennbaren Merkmale des Genus *Vascoceras* auf, jedoch sind sie zum Teil so stark verwittert, daß es sich nicht entscheiden läßt, ob sie Rippen und Knoten besessen haben, oder ob die Schale glatt war. Auch die Lobenlinie ist dementsprechend entstellt. Aus diesen Gründen verzichtete ich darauf, derartige Individuen einer der bisher beschriebenen Arten zuzuweisen.

## Abmessungen:

Durchmesser . . . . .	143	137 mm
Radius der Windung . . .	83	70 "
Radius der vorigen Windung	52	47 "
Dicke der Windung . . .	?	61 "
Dicke der vorigen Windung	?	? "
Durchmesser des Nabels .	40	28 "

Die als *Vascoceras* cfr. *Amieirensis* beschriebenen Ammoniten weisen wohl kleinere Abweichungen voneinander auf, doch zeigen sie in der Hauptsache folgende übereinstimmende Merkmale: Die Schale ist ziemlich gewölbt, und ihre Vorderansicht entspricht im allgemeinen etwa der bei CHOFFAT (Tafel 12, Fig. 1b) beigefügten Abbildung; Rippen und Knoten sind nicht sichtbar und scheinen, wenn überhaupt vorhanden, nur schwach entwickelt gewesen zu sein. Der Nabel ist ziemlich weit; die Wände des Nabels sind an der Kante abgerundet und fallen senkrecht ab. Die Umgänge sind ziemlich weit umfassend und entsprechen in der Höhe etwa dem Querschnitt des *Vascoceras Amieirensis* CHOFFAT.

Die Sutura zeigt drei breite, vollständig auf der Flanke entwickelte Sättel, die nach dem Nabel hin regelmäßig an Größe abnehmen. Da die Individuen mehr oder minder durch Verwitterung gelitten haben, läßt sich nicht entscheiden, wie weit die Zerschlitzung der Sättel ging.

Die Lobenlinie, die CHOFFAT beigefügt hat, (a. a. O. Taf. 21, Fig. 17—21), läßt allerdings erkennen, daß ein kleiner Teil des zweiten Lateralsattels bereits auf der Nabelwand liegt. Bei den mir vorliegenden Individuen liegt der zweite Lateralsattel völlig auf der Flanke; in Anbetracht der großen Veränderlichkeit schreibe ich diesem Zustand keine besondere Bedeutung zu, sondern halte die oben beschriebenen Ammoniten für eng verwandt mit *Vascoceras Amieirensis* CHOFFAT.

*Vascoceras Kossmati* CHOFFAT.

1897 *Vascoceras Kossmati* CHOFFAT: Faune crét. du Portugal, S. 63. Taf. 13, 14, 21.

## Abmessungen:

Durchmesser des Ammoniten	58 mm
Radius der Windung . . . .	33 "
Radius der vorigen Windung	21 "
Dicke der Windung . . . .	55 "
Dicke der vorigen Windung .	32 "
Durchmesser des Nabels . . .	12 "

Ein Individuum, bei Wadi Mor I gesammelt, schließt sich genau der von CHOFFAT gegebenen Beschreibung des *Vascoceras Kossmati* an.

Die Schale ist kugelförmig, der Nabel ziemlich klein und auffallend tief. Die Lobenlinie, leider etwas verwittert, zeigt zwei breite Sättel auf der Flanke. Ein dritter greift schon zum Teil auf die Nabelwand über. Die Lobenlinie entspricht der von CHOFFAT (a. a. O. Tafel 21, Fig. 26) gegebenen Abbildung, nicht der Abbildung Nr. 27. Letztere zeigt drei Sättel auf der Flanke und den Anfang eines vierten Sattels. Der Querschnitt steht ungefähr in der Mitte zwischen den Figuren 8 und 9 (CHOFFAT a. a. O. Tafel 13).

*Vascoceras Durandi* THOMAS et PERON.

- 1889 *Pachydiscus Durandi* THOMAS et PERON: Moll. foss. Tunisie, S. 27, Pl. XVIII, Fig. 5–8.  
 1896 Id. PERON: Amm. Crét. sup. Algérie, S. 44, Pl. IV. Fig. 1; V, 1; XVII, 5.  
 1898 *Vascoceras Douvillei* CHOFFAT: Faune crét. Portugal, S. 59, Pl. X, Fig. 3, 6; XI, 2–5; XXI, 13–16.  
 1903 *Vasc. Durandi*, PERVINQUIÈRE: Ét. géol. Tun. cent., S. 98, 99.  
 1903 *Vasc. cf. Douvillei* PERVINQUIÈRE: Ebenda S. 99.

## Abmessungen:

Durchmesser des Ammoniten . .	70 mm
Radius der Windung . . . . .	37 "
Radius der vorigen Windung . .	22 "
Dicke der Windung . . . . .	57 "
Dicke der vorigen Windung . .	22 "
Durchmesser des Nabels . . . .	18 "

Anzahl: 1 Individuum.

Fundort: Wadi Mor I.

PERVINQUIÈRE hat, gestützt durch reichhaltigeres Material, im Jahre 1907 den *Vascoceras Douvillei* CHOFFAT mit dem 1889

von THOMAS und PERON als *Pachydiscus Durandi* beschriebenen Cephalopoden vereinigt. CHOFFAT, dem die große Ähnlichkeit keineswegs entgangen war, hatte sie in Anbetracht des schlechten Erhaltungszustandes der portugiesischen Turon-Ammoniten nicht damit vereinigen wollen. Ich schließe mich PERVINQUIÈRES Ausführungen an und bezeichne den im Wadi Mor gefundenen *Vascoceras* als *Durandi* THOMAS et PERON.

Der im allgemeinen gut erhaltene Steinkern zeigt einen breiten, ziemlich tiefen Nabel. Die inneren Umgänge sind mit Knoten versehen, die am letzten Umgang kaum noch bemerkbar sind. Ebenso verschwinden die über die Ventralseite sich erstreckenden Rippen nach der ersten Hälfte des letzten Umganges. Die Schale wird zum Schluß ganz glatt. Die Umgänge sind nicht hoch und ziemlich weit umfassend. An der Nabelwand sind sie abgerundet und biegen sich nicht unvermittelt um. Die Umgänge nehmen auffällig schnell an Breite zu. Die Sutura zeigt auf der Flanke zwei breite fast gleichhohe Sättel und den Anfang eines dritten Sattels. Der mir vorliegende *Vascoceras* zeigt, wenn auch kleine Abweichungen vorkommen, große Ähnlichkeit mit der von CHOFFAT auf Taf. 11, Fig. 4 und 5 gegebenen Abbildung. Auch die auf Taf. 21 beigefügte Lobenlinie schließt sich durchaus derjenigen des mir vorliegenden Individuums an.

*Vascoceras Barcoicensis* CHOFFAT.

Taf. XIV, Fig. 1.

1898 *Vascoceras Barcoicensis* CHOFFAT: Faune crét. du Portugal, S. 67, Pl. XVII, Fig. 1 a—c, Taf. XXII, Fig. 35—36.

1907 *Vascoceras* cir. *Barcoicensis* CHOFFAT, PERVINQUIÈRE: Études de paléont. Tunisienne, S. 335.

Abmessungen:

Durchmesser des Ammoniten . .	92	76 mm
Radius der Windung . . . . .	?	42 „
Radius der vorigen Windung . .	?	26 „
Dicke der Windung . . . . .	40	48 „
Dicke der vorigen Windung . .	?	22 „
Durchmesser des Nabels. . . . .	?	16 „

Ein Bruchstück aus den von SCHWEINFURTH als Schicht der großen Exogyren bezeichneten Fundstellen beim Kloster St. Paul weist die charakteristischen Merkmale des *Barcoicensis* CHOFFAT auf. Wenngleich das Individuum durch Verwitterung gelitten hat und zum Teil zertrümmert ist, läßt sich dennoch der Querschnitt erkennen, der mit der von CHOFFAT Tafel XVII,

Fig. 1 c gegebenen Abbildung übereinstimmt. Rippen und Knoten sind nicht mehr erhalten. Dagegen ist ein großes Stück der Lobenlinie erhalten geblieben, welches sehr wohl mit CHOFFATS Figur 36 Taf. XXII übereinstimmt.

Ein besser erhaltenes Individuum läßt noch die Andeutung von schwachen über die Ventralseite sich hinziehenden Rippen erkennen; jedoch ist die Sutura in diesem Falle unvollständig erhalten.

### Genus *Pseudotissotia* PERON.

1896 PERON: Amm. Crét. sup. Algérie, S. 26.

1903 *Choffaticeras* HYATT: Pseudocerat. of the Cretaceous, S. 37.

#### *Pseudotissotia segnis* SOLGER.

Taf. XIII, Fig. 3—7; Taf. XIV, Fig. 2—5 u. 8; Taf. XV, Fig. 2;  
Taf. XVI, Fig. 1—3.

1903 PERVINQUIÈRE: *Pseudotissotia* indét. Ét. géol. Tun. cent., S. 99.

1903 SOLGER: Über die Jugendentwicklung von *Sphenodiscus lenticularis* OWEN und seine Beziehungen zur Gruppe der Tissotien. Diese Zeitschr. 55, S. 77.

1907 PERVINQUIÈRE: Études de Paléontologie Tunisienne. S. 351, Tafel 1, 2, 3.

#### Abmessungen:

Durch- messer der Ammoniten	Dicke der Windung	Dicke der vorigen Windung	Radius der Windung	Radius der vorigen Windung	Durch- messer d. Nabels
39	12	7	22	12	7
64	17	7	39	16	6
124	44	23	73	38	20
136	54	28	78	43	30
151	52	29	86	45	34
135	52	25	75	42	20
66	18	8	40	17	4
110	33	20	61	34	17
94	37	19	53	33	13
93	29	17	55	26	13
18	8,4	3,7	9	5,5	5,5
22	10,2	5,3	12,3	7,5	5
4,6	1,3	0,7	4,5	2,8	0,5
8,1	2,5	1,1	4,9	2,8	0,5
9,3	3	1,6	5,4	2,9	1,5
10,5	3,7	2,2	6,3	3,7	1,4
8,2	2,6	1,4	4,8	2,6	0,7

Weil PERVINQUIÈRE bemerkt, daß die Maße seiner *Pseudotissotia segnis* nicht genau mit den von SOLGER angegebenen Maßen übereinstimmen, habe ich die Maße von einigen Individuen der Berliner und Münchener Sammlung zum Vergleich beigelegt. Man ersieht aus ihnen, wie großen Schwankungen dieselben im Verhältnis unterworfen sind.

SCHWEINFURTH gebührt das Verdienst, diesen interessanten Ammoniten entdeckt und zahlreiche, zum Teil ganz trefflich erhaltene Individuen der Wissenschaft zugänglich gemacht zu haben<sup>1)</sup>. Er erkannte schon im Jahre 1877, daß er eine selbstständige Art vor sich habe, und nannte sie *Ammonites Macrodiskus*. Unter dieser Bezeichnung trug er sie in seine Profile ein. Es entging ihm schon damals nicht, daß diese Spezies sehr variabel sein könne; deshalb unterschied er eine Varietät mit engerem Nabel und engerem Querschnitt, dieselbe Varietät, die PERVINQUIÈRE als *Variatio discoidalis* 1907 aufstellte (var. *discoideus* SCHWEINFURTH). SOLGER beschrieb 1903 diesen Ammoniten zum ersten Mal genau und nannte ihn *Pseudotissotia segnis*<sup>2)</sup>.

In demselben Jahr führte PERVINQUIÈRE eine *Pseudotissotia* indet. aus Tunis an, die er später unter *Pseudotissotia segnis* SOLGER beschrieb<sup>3)</sup>.

Das Paläontologische Institut der Universität München sandte mir bereitwilligst die von SCHWEINFURTH dorthin geschenkten Individuen von *Pseudotissotia segnis*, ebenso das Kgl. Naturalienkabinett in Stuttgart.

Auf diese Weise stand mir ein äußerst reichhaltiges Material zur Verfügung. Ich habe mich bemüht, durch Vergleichung von zahlreichen Individuen Übergangsformen zwischen extremen Ausbildungen zu finden. Die Variationsbreite ist außerordentlich groß, so daß man leicht versucht sein könnte, Angehörige dieser Spezies, die man an Hand eines größeren Materials unzweifelhaft als solche erkennen könnte, einer neuen Art zuzuteilen. Aus demselben Grunde habe ich es auch vermieden, außer der von PERVINQUIÈRE aufgestellten und wohl zu unterscheidenden var. *discoidalis* etwa noch andere Unterscheidungen zu machen. Der schlechte Erhaltungszustand seiner Stücke erlaubte es PERVINQUIÈRE nicht, Abbildungen oder Zeichnungen von Lobenlinien beizufügen<sup>3)</sup>.

<sup>1)</sup> In einem Berichte über eine Reise, die SCHWEINFURTH 1876 in Gesellschaft mit Dr. GÜSSFELDT in die Arabische Wüste gemacht hatte, schreibt SCHWEINFURTH:

Die das Wadi Mor begrenzenden Schichten sind durch einen beispiellosen Reichtum an großen, wohl erhaltenen diskusförmigen Ammoniten ausgezeichnet, deren Massen hauptsächlich zum Aufbau dieser Schichten beigetragen haben. (SCHWEINFURTH: Reise von Dr. GÜSSFELDT und Dr. SCHWEINFURTH durch die Arabische Wüste vom Nil bis zum Roten Meer 1876. Petermanns Mitteilungen Bd. 22, 1876, S. 254.)

<sup>2)</sup> SOLGER: I. c. S. 77.

<sup>3)</sup> PERVINQUIÈRE: Ét. géol. Tun. cent., S. 99. — Ét. de Paléont. Tun. I, S. 351.

**Beschreibung:** Im Jugendstadium beobachtet man eine wohlausgebildete Skulptur. Deutlich abgesetzte Rippen, zuweilen sichelförmig geschwungen, verlaufen über die Flanke und endigen am Kiel in ziemlich dicke breite Knoten. Diese beiden Knotenreihen täuschen, wie PERVINQUIÈRE sagt, 2 Kiele vor, die von dem dritten, echten Kiel überragt werden. Diese Pseudokiele lassen bis etwa 90 mm Durchmesser des Ammoniten erkennen, daß sie aus einzelnen Knoten zusammengesetzt sind. Dann aber verschmelzen sie mit dem Hauptkiel entweder zu einem dicken tauförmigen Kiel, der deutlich von den Flanken durch eine Auskehlung abgesetzt ist, oder die einzelnen Knoten der Pseudokiele verschmelzen schon früher miteinander zu einem einheitlichen Kiel und begleiten so auf beiden Seiten den Hauptkiel.

Die Rippen endigen sämtlich in einen deutlichen Knoten an der Peripherie. Zwischen je zwei vom Nabel bis zur Peripherie durchlaufende Rippen ist eine Rippe eingeschaltet, die mitten auf der Flanke entspringt. Eine deutliche Berippung konnte ich bei einem Radius von 3 mm feststellen (cfr. SOLGER a. a. O. 79).

Die dicken Nabelknoten verschwinden eigentlich niemals vollständig. Wohl verschwinden im höheren Alter die Rippen (etwa von 95 mm Durchmesser an); dafür ziehen sich unregelmäßige dicke Wülste nach Art von Rippen vom Nabel zum Kiel hin.

Ich fand, daß bei meinem Material die Berippung gerade bei var. *discoidalis* länger anhält, und daß die Rippen dünner und feiner sind, als wie es die PERVINQUIÈRESchen Stücke anzeigen. Das große Exemplar, das noch deutliche Berippung zeigt, hat etwa 95 mm Durchmesser und gehört der var. *discoidalis* an.

Im Altersstadium schwillt *Pseudotissotia segnis* am Nabel zuweilen bedeutend an. Jedoch ist diese Veränderung nicht so groß wie diejenige im Verhältnis vom Durchmesser des Ammoniten zum Durchmesser des Nabels. Dieses schwankt oft beträchtlich, ersteres bedeutend weniger.

Die in der Jugend und im mittleren Entwicklungsstadium sich fast rechtwinklig zum Nabel umbiegenden Flanken biegen sich im Altersstadium zuweilen flacher um, so daß der erste Auxiliarsattel, der sonst noch auf der Flanke liegt, schon auf der Nabelwand liegt. Aus demselben Grunde können in der ersten Hälfte des letzten Umganges bis zu 5, in der letzten Hälfte etwa 3—4 Sättel auf der Flanke liegen.

Eine Verengung der Schale an der Mündung, wie sie PERVINQUIÈRE vermutet, habe ich auch an Exemplaren, an denen ein Teil der Wohnkammer erhalten war, nicht beobachten können.



*Var. discoidalis* PERVINQUIÈRE.

Taf. XIV, Fig. 7 und Taf. XV, Fig. 1.

PERVINQUIÈRE stellte 1907 diese Varietät auf, deren typische Merkmale er folgendermaßen festlegt:

Querschnitt eng, Nabel eng, Lobenlinie abweichend.

Die Abtrennung dieser Varietät ist ohne Zweifel wohl-berechtigt und notwenig; jedoch müssen nach meinem Erachten die von PERVINQUIÈRE als typisch angegebenen Merkmale nur

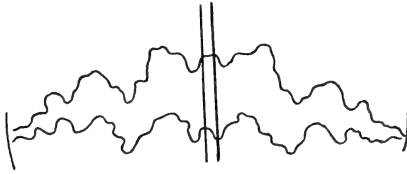


Fig. 7.



Fig. 8.

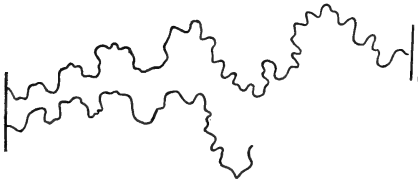


Fig. 9.

Lobenlinien von *Pseudotissotia segnis* var. *discoidalis*.

in ihrer Gesamtheit und nicht etwa einzeln herangezogen werden, da es mannigfache Übergänge gibt.

PERVINQUIÈRE gibt ferner an, daß die Schale glatt sei. Ich füge dem hinzu, daß sowohl fast glatte als auch deutlich gerippte Exemplare (siehe Abbildung) vorkommen können.

Da der schlechte Erhaltungszustand seiner Stücke PERVINQUIÈRE keine Abbildung von Loben gestattete, so füge ich eine solche bei, die als Typ gelten mag.

Durchmesser des Ammoniten . . . . .	92 mm
Radius der Windung . . . . .	27 "
Dicke der Windung . . . . .	29 "
Nabelweite . . . . .	11 "

Bemerkungen zur Lobenlinie der *Pseudotissotia segnis*.

Die Nabelwände sind abgeschrägt; daher liegen auf der Flanke scheinbar nur drei Sättel.

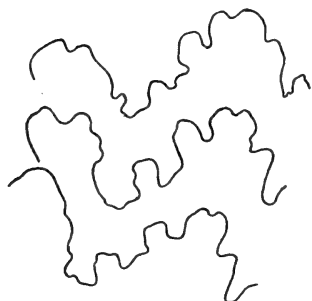


Fig. 10.  $\frac{3}{4}$  natürl. Größe.



Fig. 11.

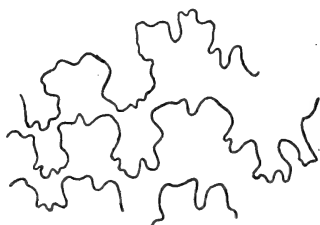


Fig. 12.  $\frac{3}{4}$  natürl. Größe.

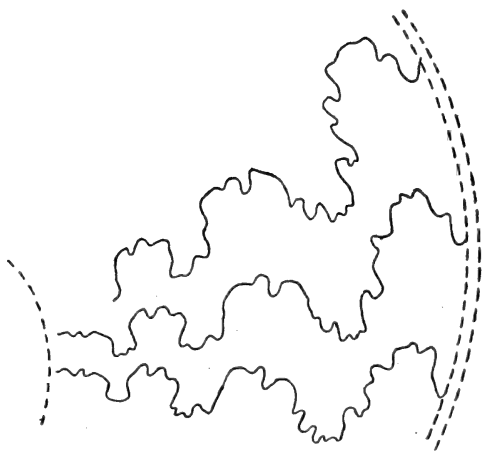


Fig. 13.  $\frac{3}{4}$  natürl. Größe.

Plumpe, blattförmige Ausbildung der Sättel (infolge Abwetzung).

Der Externsattel ist im Vergleich zu den anderen Sätteln niedriger als gewöhnlich.

Bei SOLGERS Original: Man beobachtet zuweilen fünf bis fünfeinhalb Sättel auf der Flanke. Der überzählige fünfte

Sattel scheint durch eine tiefer einschneidende Zackung des vierten Sattels ausgebildet zu werden. In der hierunter abgebildeten Figur ist der vierte Sattel (d. i. der erste Auxiliarsattel) oben leicht eingesenkt; in der mittleren der bei Beschreibung der var. *discoidalis* wiedergegebenen Abbildungen ist



Fig. 14.

Lobenlinie von *Pseudotissotia segnis*. Natürl. Größe.

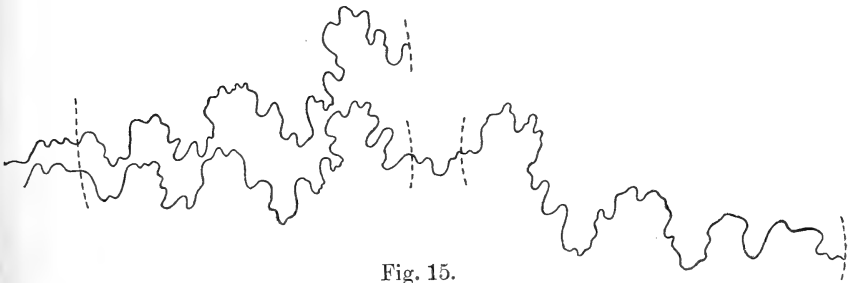


Fig. 15.

Lobenlinie einer erwachsenen *Pseudotissotia segnis*.  $\frac{1}{2}$  natürl. Größe.

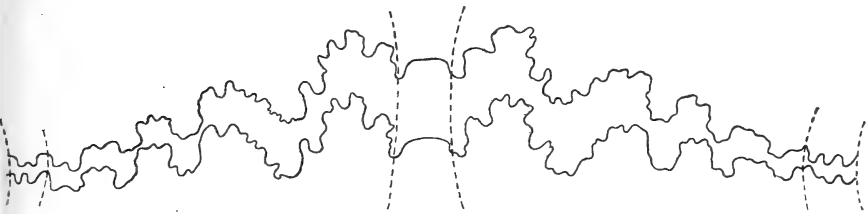


Fig. 16.

Lobenlinie einer erwachsenen *Pseudotissotia segnis* (von einem nicht abgebildeten Ex.).  $\frac{1}{2}$  natürl. Größe.

die Einsenkung des ersten Auxiliarsattels so weit gegangen, daß sich ein zweiter Auxiliarsattel gebildet hat. Man beobachtet diese Erscheinung besonders bei var. *discoidalis*.

Bei *Pseudotissotia segnis*: Der Externsattel ist höher als gewöhnlich. Der erste Lateralsattel ist breiter im Verhältnis als der entsprechende Sattel in SOLGERS Typ und plumper gegliedert.

Der zweite Lateralsattel ist in den beiden Hälften geschlitzt; es tritt eine Komplizierung der Suture ein (cfr. SOLGERS Typ).

Die Veränderlichkeit der Suture, sei es daß sie durch die ungleich weit vorgeschrittene Abwetzung hervorgerufen wird (wieweit letztere zu Trugschlüssen führen kann, glaube ich bei der Beschreibung des Genus *Neolobites* genügend betont zu haben), sei es daß sie durch das Auftreten von Sekundärzacken hervorgerufen wird, ist in der Tat so bedeutend, daß es mir notwendig erscheint, möglichst viele Zeichnungen beizufügen. Ich gebe zu den Zeichnungen nur kurze Erläuterungen.

Im Gegensatz zu obiger Erscheinung kann die Abwetzung eine scheinbare Vereinfachung der Suture hervorrufen. Die gezackten Spitzen der Sättel werden rund, plump blattähnlich.

#### Einige Bemerkungen über Embryonalkammer und Jugendwindungen.

Es gelang im ganzen drei Embryonalkammern freizulegen; von diesen wurde die in Fig. 17 abgebildete unter dem Mikroskop in 60facher Vergrößerung gezeichnet. Eine zweite Kammer wurde von der Firma Leitz (Wetzlar) in 80facher Vergrößerung mikrophotographisch aufgenommen. Letztere Aufnahme eignet sich nicht gerade für die Reproduktion, jedoch tat sie die besten Dienste beim Vergleich mit der Zeichnung.

Die Lobenlinie beginnt, wie schon SOLGER bemerkte, mit einer ziemlich angustisellaten Suture. Hochinteressant ist der Umstand, daß die große Asymmetrie dieses dekadenten Ammoniten schon in der frühesten Jugend auftritt. Im ausgewachsenen Stadium beobachtet man eine asymmetrische Ausbildung der Loben auf der rechten und der linken Hälfte, die eigentlich doch Spiegelbilder sein sollten (s. Fig. 15 und 16). Ferner nimmt der Siphon zuweilen (aber durchaus nicht immer) eine asymmetrische Lage ein. Alle diese Asymmetrien konnte ich, wie die beigefügten Zeichnungen beweisen, schon in den Anfangswindungen feststellen. (Fig. 17, 19.)

Ich möchte nicht verfehlen, an dieser Stelle auf die interessante Frage hinzuweisen, die schon früher von BRANCA aufgeworfen wurde, nämlich, ob individuelle Verschiedenheiten in den Jugendwindungen zu beobachten seien.

Bei dem genauen Studium dieser so merkwürdigen Spezies glaubte ich mit Sicherheit bei der mikroskopischen Untersuchung zweier verschiedener Embryonalkammern eine solche gefunden zu haben.

Leider wurde jedoch die eine Embryonalkammer zerstört, bevor sie gezeichnet oder photographiert werden konnte. Die

zweite Anfangssutur habe ich in Fig. 17 abgebildet. Von einer dritten ist eine Mikrophotographie vorhanden, die sich leider nicht zur Wiedergabe eignet. Jedoch kann man mit genügender Sicherheit erkennen, daß sie von der abgebildeten anderen Sutur abweicht. Es mag dahingestellt bleiben, ob die Möglichkeit einer individuellen Verschiedenheit damit bewiesen ist. Ich persönlich halte sie für in der Tat bestehend. Vielleicht ist

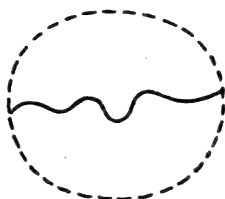


Fig. 17.

Anfangssutur von *Pseudotissotia segnis*. Vergr. ca. 60 mal.



Fig. 18.

*Pseudotissotia segnis*. Querschnitt vergrößert (nat. Größe = 0,8 mm). Siphon normal gelegen.

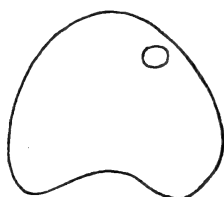


Fig. 19.

Querschnitt eines anderen Individuums mit stark seitlich verschobenem Siphon. Vergr. ca. 60 mal.



Fig. 20.

2 Querschnitte von *Pseudotissotia segnis*.  $\frac{3}{4}$  nat. Größe.

dies weniger verwunderlich, wenn man bedenkt, wie ganz außerordentlich gerade diese Spezies in allen möglichen Punkten variieren kann.

Ich erinnere an Veränderungen in: Querschnitt, Randknoten, Pseudokiele, Komplikation oder Vereinfachung der Sutur, asymmetrische Lage des Siphon im senilen Stadium und in Jugendwindungen, asymmetrische Ausbildung der Loben auf verschiedenen Seiten u. s. w. Es muß der Zukunft überlassen bleiben, ob sie vielleicht Aufklärung zu bringen vermag, wie weit es berechtigt ist, an diese Erscheinungen biologische Rückschlüsse zu knüpfen.

Merkwürdig ist es immerhin, daß kurz vor dem Aussterben des so mächtigen und hochentwickelten Ammonitenstammes gleich-

zeitig mit regelmäßigen Formen auch solche wie die vorliegende auftreten, deren auffallende, in den mannigfachsten Punkten hervortretende Asymmetrie wohl als Dekadenz aufzufassen ist, oder wenn z. B. gleichzeitig mit anderen hochdifferenzierten Formen die Ceratitensutur der Tissotien oder gar die goniatitische Lobenlinie eines Neolobiten (*Flickia* PERVINQU.) auftritt.

Die Zahl der untersuchten Individuen betrug etwa sechzig.

*Pseudotissotia segnis* SOLGER ist bisher nur in Tunis, in Ägypten und nach BLANKENHORN im Ostjordanland gefunden worden.

PERVINQUIÈRE gibt ihr Alter als unterturonisch an.

***Schloenbachia Quaasi* FOURTAU =**

*Pseudotissotia segnis* SOLGER.

Taf. XIII, Fig. 3—7; Taf. XIV, Fig. 2—5 und 8.

Im Jahre 1904 beschrieb R. FOURTAU unter dem Namen *Schloenbachia Quaasi* vier kleine Ammoniten; bei der Beschreibung gab er ausdrücklich an, daß es sich nur um vier kleine Exemplare handle, von denen das größte etwa zwanzig Millimeter groß sei. Da weder Mündung noch Lobenlinie erhalten war, wurde ihm die Bestimmung schwer, und er reihte seinen Fund in das Genus *Schloenbachia* ein.

Etwa ein Dutzend kleiner Ammoniten aus der SCHWEINFURTH'schen Sammlung, bei denen sich stufenweise eine Weiterentwicklung von kleinen sichelförmig gerippten Stücken ohne Suture bis zu größeren, ebenfalls sichelförmig gerippten und mit der typischen Suture der *Pseudotissotia segnis* SOLGER versehenen Stücken verfolgen läßt, bestimmen mich zu der Annahme, daß es sich bei FOURTAU um Jugendformen von *Pseudotissotia segnis* SOLGER handelt, und daß daher *Schloenbachia Quaasi* gestrichen werden muß.

FOURTAU'S Irrtum ist leicht erklärlich, da ihm einmal kein Vergleichsmaterial zur Verfügung stand und die Veröffentlichung SOLGER'S über seine neue Spezies erst kurz vorher erschienen war. In dieser Veröffentlichung betont übrigens SOLGER (a. a. O. S. 84), daß *Pseudotissotia segnis* gerade durch ihre Skulptur große Ähnlichkeit mit den *Schloenbachien* zeige, wenngleich die Lobenlinie durchaus nicht für nähere Verwandtschaft spreche; und gerade die Lobenlinie war FOURTAU nicht mehr erhalten.

FOURTAU gibt als Merkmal seiner neuen Species unter anderm an: Nabel ziemlich eng, am Rande abgerundet und nicht senkrecht. Diese Eigenschaft kann *Pseudotissotia segnis* ebenfalls besitzen, wie bereits früher bemerkt (siehe Abbildungen). Die

Flanken sind gerippt; die Rippen gehen von Nabel aus, wo sie eine leichte Anschwellung hervorrufen. Sie sind sichelförmig geschwungen und teilen sich in der Mitte gabelförmig. Genau dieselbe Berippung, welche man bei der jungen und erwachsenen *Pseudotissotia* beobachtet! Die Außenseite ist verjüngt; der Kiel ist vorspringend, aber nicht schneidend.

Die Abbildungen zeigen eine Entwicklung von kleinen nicht suturierten Stücken bis zu solchen, die doppelt so groß sind und deutliche Suturen zeigen.

### Genus *Tissotia* DOUVILLÉ.

Leider ist der Erhaltungszustand gerade der Cephalopoden von Abu Roash nicht derartig, daß man immer mit Sicherheit einzelne Spezies von benachbarten äußerst ähnlichen Formen trennen kann. Die meisten Tissotien der Sammlung SCHWEINFURTH sind, wie bereits DACQUÉ (a. a. O. S. 388) bemerkt, „geglättet, meist auf der einen Seite von Wasser zerfressen; im Innern hat sich der gelöste Kalk wieder in krystalliner Form abgesetzt und die Schale völlig verdrängt“.

Ähnliche Bemerkungen über den schlechten Erhaltungszustand der Tissotien von Abu Roash macht FOURTAU (a. a. O. S. 251).

Auch die mir vorliegenden Stücke von Abu Roash befinden sich keineswegs in einem besseren Zustand und konnten z. T. trotz aller Präparierversuche nur mit Vorbehalt einer Spezies zugewiesen werden. Zu diesen äußeren Schwierigkeiten kommt noch hinzu, daß höchstwahrscheinlich manche bisherige gute Art nur den Rang einer Varietät haben wird, wenn später an Hand eines ausgedehnten Vergleichsmaterials eine Revision dieses Genus stattfindet, die unumgänglich ist. Unter diesen Umständen wage ich nicht, an Hand meines ungenügenden Materials in dieser Frage Stellung zu nehmen.

BLANKENHORN und DACQUÉ haben bereits das Vorhandensein von *Tissotia Tissoti* BAYLE in Ägypten erwähnt. FOURTAU (a. a. O. S. 251) bezweifelt ihre Existenz bei Abu Roash und glaubt die meisten dort gefundenen Ammoniten als *Tissotia Fischeuri* bezeichnen zu müssen. Man muß zugeben, daß die Abbildung DACQUÉS nicht genügt, wenn es sich um die Unterscheidung von Spezies handelt, die so geringe Unterschiede aufweisen, wie beim Genus *Tissotia*; ein Umstand, den ebenfalls PERVINQUIÈRE anführt (a. a. O. S. 367). Da mir die Individuen, die DACQUÉ und BLANKENHORN bestimmten, nicht alle vorliegen, kann ich kein Urteil fällen, ob diese Bestimmung richtig ist. An Hand der mir vorliegenden Tissotien komme ich zu dem

Schluß, daß einige mit größter Wahrscheinlichkeit der *Tissotia Fourneli* zuzurechnen sind; ein anderes Individuum halte ich mit Bestimmtheit für eine *Tissotia Tissoti*. *Tissotia Ficheuri* habe ich nicht bestimmen können; obwohl es mir gelang, den Externsattel an den meisten Individuen freizulegen, konnte ich niemals die eigentümliche weitgehende Zerschlitung, die denselben in zwei ungleiche an der Basis eingeschnürte Blätter teilt und ihn dadurch deutlich von andern Spezies unterscheidet, wahrnehmen. Ebensovienig nähert sich der Querschnitt der vorliegenden Individuen, die alle stark gewölbt und dick sind, demjenigen von *Tissotia Ficheuri*. Wenn FOURTAUB ehauptet: „Sans nier l'existence de *Tissotia Tissoti* à Abu Roash, je ne puis que noter ce fait, c'est que je suis le seul à y avoir trouvé *Tissotia Ficheuri* et à ne pas avoir récolté *Tissotia Tissoti*“, so kann ich dem nur unter Verweisung auf die obigen Ausführungen entgegenhalten, daß ich in dem SCHWEINFURTHSchen Materiale meinerseits keine einzige *Tissotia Ficheuri* fand, sondern nur Individuen, die mit größter Wahrscheinlichkeit als *Tissotia Tissoti* und meist als *Tissotia* cfr. *Fourneli* anzusprechen sind. Es werden eben bei Abu Roash alle drei Spezies mit zahlreichen Übergängen vorkommen.

*Tissotia* cfr. *Fourneli* BAYLE.

- 1849 *Ammonites Fourneli* BAYLE: Richesse min. Algérie, S. 360, Taf. XVII  
 1862 *Ceratites Fourneli* COQUAND: Géol. Pal. Constantine, S. 167.  
 1889—1893 *Buchiceras Fourneli* PERON et THOMAS: Inv. foss. Tunisie, S. 9, Taf. 15.  
 1890 *Tissotia Fourneli* DOUVILLÉ: Bull. soc. géol. France, 3. ser., S. 232, Taf. 18.  
 1893 *Tissotia Fourneli* GROSSOUVRE: Ammon. craie sup., S. 36, Fig. 18.  
 1897 *Tissotia Fourneli* PERON: Ammon. Crét. sup. Algérie, S. 59, Taf. X und XVII.  
 1903 *Tissotia* cfr. *Fourneli* BAYLE in DACQUÉ: a. a. O. S. 388.  
 1903 *Metatissotia Fourneli* HYATT: Pseudoceratites, S. 45.  
 1904 vide FOURTAU: Études de la faune crét. d'Egypt.  
 1907 *Tissotia Fourneli* PERVINQUIÈRE: Études de pal. Tun., S. 372, Taf. 26.

Anzahl: 6 Individuen.

Fundort: Abu Roash.

Abmessungen:

Durchmesser des Ammoniten . . .	124	105 mm
Radius der Windung . . . . .	68	60 „
Radius der vorigen Windung . . . .	43	34 „
Dicke der Windung . . . . .	45	65 „
Dicke der vorigen Windung . . . .	40	? „
Durchmesser des Nabels . . . . .	?	9 „

6 von SCHWEINFURTH an verschiedenen Punkten des Kreidekomplexes von Abu Roash gesammelte Tissotien sind wegen ihres



verwitterten Zustandes nicht mit Sicherheit einer bestimmten Spezies zuzuweisen. Jedoch scheint mir nach Vergleichung mit den Abbildungen der obengenannten Autoren, daß sie sich unbedingt der *Tissotia Fourneli* BAYLE eng anschließen, mit welcher sie entweder identisch sind oder von welcher sie vielleicht eine Varietät darstellen. Da alle Individuen eine sehr gewölbte bauchige Form aufweisen, sind sie vielleicht der var. *crassa* PERVINQUIÈRES anzuschließen.

*Tissotia Tissoti* BAYLE und *Tissotia* cfr. *Tissoti* BAYLE.

- 1878 *Buchiceras Tissoti* BAYLE: Explic. carte géol. France., vol. 4, Taf. 40.  
 1891 *Tissotia Tissoti* DOUVILLÉ: Sur la *Tissotia Tissoti* B. S. G. F., vol. 19, S. 501.  
 1897 *Tissotia Tissoti* PERON: Ammon. crét. sup. Algérie, S. 65, Taf. 12, 13, 18.  
 1900 BLANCKENHORN: Neues zur Geologie und Paläontologie Ägyptens. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 52.  
 1903 *Tissotia Tissoti* BAYLE DACQUÉ: Kreidekomplex von Abu Roash. Palaeontogr. Bd. 30, S. 387.  
 1907 *Tissotia Tissoti* BAYLE PERVINQUIÈRE: Ét. de pal. Tun., S. 367, Taf. 25

Anzahl: 3 Individuen.

Fundort: Gegend westlich Gizeh.

Ich kann in Anbetracht des ungenügenden Materials über *Tissotia Tissoti* keine weiteren Mitteilungen machen und verweise auf meine obigen Ausführungen sowie auf die Abbildung bei DACQUÉ (1903, Taf. XXXVI, Fig. 8).

Von den 3 untersuchten Stücken führe ich 2 Individuen nur mit Zweifel an dieser Stelle an; das dritte Individuum erscheint mir wegen des guterhaltenen dreifachen Kieles und der Lobenlinie tatsächlich eine echte *Tissotia Tissoti* zu sein.

*Tissotia Schweinfurthi* ECK.

Taf. XIX, Fig. 1 u. 2.

- 1909 *Tissotia Schweinfurthi* n. sp. ECK, Neue Amm. Ob.-Ägypt. Kr.-Sitzber. Ges. Natf. Fr. Berlin Nr. 3, S. 184, Fig. 6–8.

Fundort: Wadi Mor, Schicht I.

Horizont: Unteres Turon, Schicht der *Pseudotissotia segnis*.

Abmessungen:

Durchmesser des Ammoniten . . .	163 mm
Radius der Windung . . . . .	90 "
Radius der vorigen Windung . . .	52 "
Dicke der Windung . . . . .	78 "
Dicke der vorigen Windung . . .	38 "
Durchmesser des Nabels . . . .	45 "

Es liegt ein vollständig erhaltener Steinkern mit teilweise erhaltener Schale vor, der aus dem von SCHWEINFURTH der Universität München geschenkten Teile seiner Sammlung stammt.

Das Gehäuse ist ziemlich dick und gewölbt; der Nabel mittelmäßig weit mit nicht genau senkrecht abfallenden Wänden. Vom Nabelrand ziehen sich undeutlich, jedoch immer noch sichtbar, plumpe breite Rippen über die Flanken. Der Kiel ist abgerundet und wird von zwei deutlich erkennbaren Kielen auf beiden Seiten begleitet. Die Wölbung der Flanken wird weder vor noch hinter den Seitenkielen durch irgendeine Einsenkung unterbrochen. Der Siphon liegt symmetrisch.

Die Sutura habe ich in der obengenannten Arbeit beschrieben.

Über die Beziehungen und Unterschiede der vorliegenden Art habe ich mich an gleicher Stelle (S. 186—187) geäußert.

Was die generische Stellung der neuen Art betrifft, so bemerke ich ausdrücklich, daß ich sie mit Vorbehalt dem Genus *Tissotia* angliedere.

*Tissotia securiformis* ECK.

Taf. XIX, Fig. 3.

1908 O. ECK: Bemerk. üb. drei neue Ammon. aus d. ob.-ägypt. Kreide. Sitzber. Ges. naturf. Freunde.

Diese auf ein Bruchstück von Wadi Abu Rimf gegründete Art habe ich ausführlich bereits früher beschrieben. In Taf. XI, Fig. 3, ist noch einmal die Vorderansicht abgebildet, um die asymmetrische Lage des Siphos zu zeigen. Bemerkt sei noch, daß das Stück nicht verdrückt ist. Alter: vermutlich Unterturon.

*Tissotia Robini* THIOLLIÈRE. (= *Tissotia Ewaldi* v. BUCH.)

Es liegt ein Bruchstück vor, welches eine große Ähnlichkeit mit dem als *Tissotia Ewaldi* v. BUCH bezeichneten Ammoniten hat, der nach PERVINQUIÈRES Vorschlag aus Prioritätsrücksichten besser *Tissotia Robini* THIOLLIÈRE genannt wird, mit welchem er sicher identisch ist. Das Stück stammt vom Wadi Ragaloh, Schicht G.

**Gattung *Hemitissotia* PERON.**

*Hemitissotia* sp. indet.

Taf. XIII, Fig. 1; Taf. XVII, Fig. 3 u. 4.

Auf Grund der Lobenlinie stelle ich zu *Hemitissotia* ein vereinzelt Bruchstück aus der ägyptischen Wüste, dessen artliche Zugehörigkeit nicht erkannt werden konnte.

## 5. Beiträge zur Geologie des Aarmassivs.

(Untersuchungen über Erstfelder Gneise und Innertkirchener Granit.)

Von Herrn R. LOTZE in Stuttgart.

(Hierzu Taf. XX—XXI und 8 Textfiguren.)

### Einleitung.

Die vorliegende Arbeit ist das Resultat von Beobachtungen, die ich in den Sommermonaten der Jahre 1910 und 1911 anstellen konnte. Das Untersuchungsgebiet erstreckte sich auf die sogenannte „nördliche Gneiszone“ des Aarmassivs zwischen Hüfigletscher (Maderaner Tal) und Gauligletscher (Urbachtal). Eine reichliche Sammlung von Handstücken, sowie eine größere Anzahl von Dünnschliffen (ca. 170) bildeten die Grundlage der petrographischen Untersuchung, die in der Hauptsache im mineralogisch-geologischen Institut der Kgl. Technischen Hochschule Stuttgart ausgeführt wurde. Die Anregung zu der interessanten und lohnenden Untersuchung verdanke ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. SAUER. Es ist mir Bedürfnis, ihm für seine vielseitige Unterstützung und Anregung bei der Ausführung der Arbeit meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Besonders bin ich ihm für die Überlassung wertvollen Untersuchungsmaterials sowie zahlreicher Dünnschliffe von seinen eigenen früheren Forschungen im Aarmassiv zu großem Dank verpflichtet. Die beiden angeführten Gesteinsanalysen wurden von mir im Laboratorium für Elektrochemie und technische Chemie der Kgl. Technischen Hochschule Stuttgart unter freundlicher Anleitung von Herrn Professor Dr. MÜLLER ausgeführt. Die Arbeit wurde im Wintersemester 1911/12 im geologischen Institut der Universität Tübingen vollendet. Auch Herrn Professor Dr. v. KOKEN † bin ich für liebenswürdige Unterstützung aufrichtigen Dank schuldig.

Da sich im Verlauf der Untersuchung herausstellte, daß die „nördliche Gneiszone“ keinen einheitlichen Komplex darstellt, wie dies bis jetzt meist angenommen wurde, daß sich in ihr vielmehr verschiedene scharf begrenzte Gesteinsgruppen unterscheiden lassen, so ergab sich daraus von selbst die Gliederung des Stoffes, die hier vorausgeschickt sei.

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung . . . . .	217
Inhaltsverzeichnis . . . . .	218
Literaturangabe . . . . .	219
Karten . . . . .	221
A. Die Erstfelder Gneise . . . . .	221
I. Geschichtliches . . . . .	221
II. Verbreitung der E. Gn. . . . .	222
III. Petrographische Beschreibung der E. Gn. . . . .	223
1. Der Erstfelder Eruptivgneis . . . . .	223
Makroskopische Beschreibung . . . . .	223
Mikroskopische Beschreibung . . . . .	223
Varietäten . . . . .	227
Chemische Zusammensetzung . . . . .	229
2. Der Erstfelder Sedimentgneis . . . . .	230
Makroskopische Beschreibung . . . . .	231
Mikroskopische Beschreibung . . . . .	231
Chemische Zusammensetzung . . . . .	233
Einlagerungen vom Sustenpaß . . . . .	234
"                    " Riedtal . . . . .	238
Varietät von Silenen . . . . .	239
3. Die Mischgneise . . . . .	240
4. Amphibolite . . . . .	244
5. Abzweigungen eines granitischen Magmas . . . . .	245
IV. Allgemeines über die E. Gn. . . . .	246
Parallele mit dem Schwarzwälder Gneismassiv . . . . .	246
Genesis der E. Gn. . . . .	247
V. Die Zone der Sericitgneise und ihre Beziehungen zu den E. Gn. . . . .	254
B. Der Innertkirchener Granit . . . . .	258
I. Geschichtliches . . . . .	258
II. Verbreitung des I. Gr. . . . .	260
III. Petrographische Beschreibung des I. Gr. . . . .	261
Makroskopische Beschreibung . . . . .	261
Mikroskopische Beschreibung . . . . .	262
Vergleich mit anderen Gesteinen . . . . .	265
Chemische Zusammensetzung . . . . .	267
IV. Scholleneinschlüsse im I. Gr. . . . .	268
Äußere Erscheinungsform . . . . .	268
Petrographische Beschreibung . . . . .	270
Marmorlinsen der Äußeren Urweid . . . . .	271
Marmore vom Lauternsee usw. . . . .	275
Allgemeine geologische Bedeutung . . . . .	276
V. Mechanische Deformation des I. Gr. . . . .	277
Makroskopische Beschreibung . . . . .	278
Mikroskopische Beschreibung . . . . .	279
C. Das Carbon des Wendenjochs . . . . .	288
D. Die Tektonik des Aarmassivs . . . . .	295
Zusammenfassung der Resultate . . . . .	300

## Literaturverzeichnis.

1. BALTZER: Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, Lief. 20, 1880.
2. — Das Aarmassiv (mittlerer Teil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs, enthalten auf Blatt XII, 1888. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, Lief. 24, 4. Teil.
3. — Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. N. J. f. Min., Beilage-Bd. 1903.
4. — Geologischer Führer durchs Berner Oberland. Berlin 1905.
5. — Die intrusive Granitzone des westl. Aarmassivs. Eclogae geologicae Helvetiae XI, Nr. 3, Dez. 1910.
6. BECKE: Die Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. Tsch. m. u. p. Mitt. Bd. 22, 1903.
7. — Über Mineralbestand und Struktur der krystallinischen Schiefer (I). 75. Bd. der Denkschriften der math.-naturw. Klasse der Kais. Akad. der Wissenschaften, Wien 1903.
8. — Zur Physiographie der Gemengteile der kryst. Schiefer (III). Derselbe Band, Wien 1906.
9. — Bericht über geol. und petrogr. Untersuchungen am Ostrand des Hochalmkerns. Sitzungsber. der math.-naturw. Klasse der Kais. Akad. d. W., Bd. 118, Abt. 1, 2, Wien 1909.
10. BERG: Die Entstehung der Orthogneise. Diese Zeitschr. 1910, Bd. 62, Monatsbericht 2.
11. BUXTORF-TRUNINGER: Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe am Westende des Aarmassivs. Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel, Bd. 20, 1910.
12. CHELIUS u. KLEMM: Erläuterungen zur geol. Karte des Großherzogtums Hessen, IV. Lief.: Blätter Zwingenberg und Bensheim, 1896.
13. ESCHER: Über prätriassische Faltung in den Westalpen mit besonderer Berücksichtigung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli). Züricher Dissertation, 1911 (Amsterdam).
14. FELLEBERG: Beschreibung desjenigen Teils von Blatt XVIII, der zwischen dessen Nordrand, dem Südabsturz der Blümlisalpette und der Rhone liegt. Mit petrogr. Beiträgen von C. SCHMIDT. Beiträge z. geol. Karte d. Schw., Lief. 21, 1893.
15. FISCHER: Über einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granits aus der Umgebung der Sustenhörner. Tsch. M. u. p. Mitt. Bd. 24, 1905.
16. GÄBERT: Die Gneise des Erzgebirges. Diese Zeitschr. Bd. 59, 1907.
17. GRUBENMANN: Die krystallinen Schiefer. 2. Aufl., Berlin 1910.
18. HEIM: Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluß an die Monographie der Windgällen-Tödigruppe. Basel 1878.
19. — Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein (Text zu Blatt XIV), mit einem Anhang von petrographischen Beiträgen von C. SCHMIDT. Beiträge z. geol. Karte d. Schw., Bd. 25, 1891.
20. HUGI: Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen in der nördl. Gneiszone des zentralen Aarmassivs. Ecl. geol. Helv. IX, 1906.
21. — Exkursionsbericht der Dtsch. Geol. Gesellschaft (mit einer Anmerkung von C. SCHMIDT). Diese Zeitschr 1908, Bd. 69, S. 154 ff.
22. KLEMM: Über sogenannte Gneise und metamorphe Schiefergesteine der Tessiner Alpen. Sitzungsberichte der Kgl. Pr. Akademie der Wissenschaften Berlin. I: 1904, II; II: 1905, I; III: 1906, I; IV: 1907, I.

23. KÖNIGSBERGER: Geologische Beobachtungen am Pizzo Forno. N. J. f. Min., Beilage-Bd. 26, 1908.
24. — Einige Folgerungen aus geolog. Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessiner Massiv. Ecl. geol. Helv. X, 6, Dez. 1909.
25. — Erläuterungen zur geol. und mineralog. Karte des östl. Aarmassivs von Dissentis bis zum Spannort. Freiburg i. B. und Leipzig 1910.
26. — Über Analogien zwischen der ersten Zone der Westalpen und benachbarten Massiven. Geologische Rundschau Bd. III, 1912.
27. — Über Gneisbildung und Aufschmelzungszonen der Erdkruste in Europa. Geologische Rundschau Bd. III, 1912.
28. — MÖSCH: Geologische Beschreibung der Kalkalpen und Schiefergebirge zwischen Reuß und Kiental. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, Lief. 24, 3.
29. REINISCH: Druckprodukte aus Lausitzer Biotitgranit. Habilitationsschrift, Leipzig 1902.
30. ROSENBUSCH: Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. a) I. Über einige kohlenstoffführende Gneise des Schwarzwalds. Mitt. der bad. Geol. Landesanstalt IV, 1, 1903; b) II. Die Kalksilikatfelse im Rench- und Kinziggebiet. Ebendort IV, 3, 1903; V, 1907.
31. — Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. 4. Aufl.
32. — Elemente der Gesteinslehre. 3. Aufl., 1909.
33. ROTHPLETZ: Die Steinkohlenformation und deren Flora an der Ostseite des Tödi. Abhandlungen der Schweiz. Paläontologischen Gesellschaft, Bd. 6, Nr. 40, 1880.
34. RÜETSCHI: Zur Kenntnis des Rofnagesteins, ein Beitrag zur Gesteinsmetamorphose. Ecl. geol. Helv. Bd. 8, 1903.
35. SALOMON: Gequetschte Gesteine des Mortiroletals, N. J. f. Min., Beilage-Bd. 11, 1897.
36. — Neue Beobachtungen aus den Gebieten des Adamello und St. Gotthard. Sitzungsber. der Kgl. Pr. Ak. d. W. Berlin 1899, I.
37. SAUER: Erläuterungen zu Blatt Gengenbach der geol. Karte des Großherzogtums Baden. 1894.
38. — Geologische Beobachtungen im Aarmassiv. Sitzungsberichte der Kgl. Pr. Ak. d. W. Berlin 1900.
39. — Über die Erstfelder Gneise am Nordrand des Aarmassivs. Bericht über die 38. Versammlung des Oberrhein. Geol. Vereins in Konstanz, 1905.
40. SCHMIDT: Geologisch-petrographische Mitteilungen über einige Porphyre der Zentralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. N. J. f. M., Beilage-Bd. 4, 1886.
41. — Geologie des Simplongebiets. Ecl. geol. Helv. IX, 1907.
42. — Bild und Bau der Schweizeralpen. Basel 1907.  
SCHMIDT siehe auch bei Nr. 14, 19, 21.
43. SCHWENKEL: Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes und ihre Beziehungen zum Granit. Tsch. M. u. p. Mitt. Bd. 31, 1912.
44. STAUB: Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächen- und Maderanertal. Beiträge z. geol. Karte d. Schw., Neue Folge, Lief. 32.
45. STUDER: Geologie der Schweiz. 1853.
46. THÜRACH: Über ein Vorkommen von körnigem Kalk im Harmersbacher Tal. Mitteilungen der großh. bad. Geol. Landesanstalt III, 1.

47. TOBLER: Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. Verhdl. d. Naturf. Ges. in Basel, Bd. 12, 1900.
48. TRUNINGER: Kontaktmetamorphe Erscheinungen im westlichen Teil des Aarmassivs (Gasterenmassiv). Ecl. geol. Helv. XI, 4, 1911.
49. — Geologisch-petrographische Studien am Gasterenmassiv. Mitteilungen der Naturf. Gesellschaft Bern 1911.
50. WEBER: Über den Kalisyenit des Piz Giuf. Beiträge zur geol. Karte der Schw., N. F., Lief. 14, 1904.
51. WEHRLI: Das Dioritgebiet von Schlans bis Dissentis. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., Lief. 6, 1896.
52. WEINSCHENK: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großenedigerstocks. Abhandlungen der math.-phys. Kl. der Ak. der Wissensch. München Bd. 22, Abt. II, 1906.

### **Geologische und topographische Karten des Untersuchungsgebiets.**

Geologische Karte der Schweiz 1:100000 (Dufourkarte).

Blatt XIII: Krystalliner Teil von BALTZER.

Blatt XIV: von HEIM.

KÖNIGSBERGER: Geologisch-mineralogische Karte des östl. Aarmassivs von Dissentis bis zum Spannort. Freiburg i. B. und Leipzig 1910. 1:50000.

STAUB: Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, N. F., Lief. 32, 1911. 1:50000.

Siegfriedatlas 1:50000. Blatt Altdorf, Amsteg, Engelberg, Wassen, Meiringen, Guttannen.

## **A. Die Erstfelder Gneise.**

### **I. Geschichtliches.**

Eine erste kurze Beschreibung erfuhren die Erstfelder Gneise 1880 in dem Werke BALTZERS „Der mechanische Kontakt zwischen Kalk und Gneis im Berner Oberland“ (Lit. 1). Er hält sie für identisch mit den „Gneisen“ von Innertkirchen. HEIM betont 1891 (Lit. 19, S. 96) die „überaus gleichförmige Ausbildung“ des Gneises von Erstfeld und erklärt das Gestein für einen alten Gneis, der wenig oder gar keinen nachträglichen dynamometamorphen Umwandlungen unterlegen sei. „Aus der großen Gleichartigkeit und klaren Krystallisation ist zu schließen, daß hier ein ursprünglicher echter Typus vorliegt.“

Demgegenüber hebt SAUER 1905 hervor (Lit. 39), daß sich im Erstfelder Gebiet deutlich zwei Typen unterscheiden lassen, ein Eruptivgneis (auf den HEIMS Beschreibung zutrifft) und ein Sedimentgneis. Diese beiden Arten von Gesteinen entsprechen nach SAUER einerseits den Schapbachgneisen, andererseits den Renghneisen des Schwarzwaldes. Die äußere habituelle

Ähnlichkeit ist nach diesem Autor so groß, daß man sich im Erstfelder Gneisgebiet geradezu in den Schwarzwald versetzt fühlen muß.

Auch KÖNIGSBERGER (Lit. 25) stellte bei seinen kartographischen Aufnahmen, die allerdings nur einen kleinen Teil der Erstfelder Gneise einbeziehen, eine Zweiteilung in Orthogneise und Paragneise fest (1910).

In allerneuester Zeit (1911) erfuhren die Erstfelder Gneise schließlich noch von STAUD eine eingehendere Beschreibung (Lit. 44). Er gelangt zu Anschauungen, die von den erwähnten stark abweichen, und hält die Gesteine vom Typus der Schapbachgneise für injizierte Schiefer, also für Mischgesteine.

Es wird sich im Verlauf der Abhandlung Gelegenheit geben, auf diese verschiedenartigen Ansichten näher einzugehen.

## II. Verbreitung der Erstfelder Gneise.

Geht man von Flüelen das Reußtal aufwärts, so sieht man zwischen Altdorf und Erstfeld von S her eine mächtige Sedimentdecke unter einem Winkel von ca.  $25^{\circ}$  sich ins Tal herabsenken. Unter ihr taucht ein System von steilgestellten Gneisen empor, das unter dem Namen „Erstfelder Gneise“ (E. Gn.) zusammengefaßt werden soll. Als einheitliches Charakteristikum dieser Gesteine kann höchstens das angegeben werden, daß es durchweg Biotitgneise ohne namhafte dynamische Beeinflussung sind. Nach S zu gehen sie allmählich in schiefrige sericitische Gesteine über, die schon von BALTZER als „Zone der Sericitgneise“ ausgeschieden wurden. Der unveränderte E. Gn. findet sich hauptsächlich unter der Sedimentdecke, die allerdings zu einem großen Teil schon abgetragen ist. Grassen, Kl.-Spannort, Krönte sind auf der W-Seite des Reußtals die südlichsten Erosionsrelikte (vgl. Taf. XXI, Fig. 2). Im O des Reußtals ist die Sedimentdecke vollständiger erhalten. Im Reußtal reichen die unveränderten E. Gn. ungefähr bis Amsteg. Das Erstfelder Tal, das im S von der steilen Kalkmauer der Schloßbergkette begrenzt wird, liegt ganz in ihnen. Im oberen Teile des Engelberger Tales sind am S-Abhang zwischen Titlis und Spannörtern ebenfalls noch die E. Gn. freigelegt. Inschialptal, Gornental, Gorezmettental (Nebental des Maientals), diese alpineinwärts sich öffnenden Quertäler, liegen in ihrem oberen Teil noch in den E. Gn. Die Sustenstraße führt von Hinterfeldalp (Maiental) an über die Paßhöhe bis zu den oberen Kehren von Feldmoos durch E. Gn., und es scheint, daß diese Gneise sich nun als schmale Zone südlich an den Innertkirchener Granit anlehnen. Sie bilden die Kette des Giglistocks; im Trifttal oberhalb Triftalp treten



Gneise auf, die denen von Erstfeld gleichen. An der Grimselstraße würden die zwischen Boden und Guttannen auftretenden hellen Gneise ihnen entsprechen. Im Urbachtal treten diese Gesteine zwischen Schrättern und Hohwang bis gegen den Gauligletscher hin auf. Doch sind die Verhältnisse hier noch weit von der endgültigen Klärung entfernt; die betreffenden Gesteine des Grimselprofils unterscheiden sich ziemlich bedeutend von denen des Erstfelder Gebiets; die typischen E. Gn. lassen sich nur bis gegen das Trifttal hin verfolgen.

### III. Petrographische Beschreibung des Erstfelder Gneiskomplexes.

Unter den Erstfelder Gneisen lassen sich unschwer zwei Haupttypen voneinander unterscheiden. Sie sollen mit ihren Abänderungen im folgenden als Eruptivgneise und Sedimentgneise beschrieben werden. An dritter Stelle sind Gesteine aufgeführt, die eruptives und sedimentäres Material enthalten, also Mischgneise darstellen. Sie entsprechen nur zum kleinsten Teil den „Mischgneisen“ STAUDS. — Sowohl in Eruptivgneisen als in Sedimentgneisen sind Amphibolite eingelagert. — Schließlich finden sich im Erstfelder Gneisgebiet noch Gesteine, die als Abzweigungen eines in der Tiefe befindlichen granitischen Magmas gedeutet werden müssen und die an letzter Stelle beschrieben werden sollen.

#### 1. Der Erstfelder Eruptivgneis.

Dieses Gestein stellt den von HEIM als so außerordentlich konstant bezeichneten Typus dar. In der Tat gleicht der Gneis der nächsten Umgebung von Erstfeld vollständig dem Gneis vom Arni oder vom Sustenpaß. Es sind körnig-schuppige Biotitgneise mit gut ausgebildeter Lagentextur; die Biotitlagen mit glänzend schwarzbraunem Biotit in großen Krystallen halten ziemlich lange aus, die rein weißen Quarz-Feldspatlagen besitzen sehr regelmäßige und gleichbleibende Mächtigkeit. Fast alle Gesteine haben mittlere Korngröße. Trotz der ausgesprochenen Paralleltextrur erweist sich jedoch das Gestein als vollständig kompakt. In manchen Fällen verschwindet die Lagenbildung, die Paralleltextrur wird undeutlich; das Gestein erhält dadurch sehr granitähnlichen Habitus.

Im mikroskopischen Bild dieser Gneise (Tafel XX, Fig. 1) fällt vor allem der Biotit in die Augen. Er besitzt tief dunkelbraune Farbe und weist starken Pleochroismus auf ( $\alpha$  = tief dunkelbraun,  $\epsilon$  = hellgelb). Um Einschlüsse von Zirkon zeigt er kräftige pleochroitische Höfe. Auch schließt er häufig

gedrungene Säulchen von Apatit ein. Selten gelingt es, ein ganz frisches Gestein mit unversehrten Biotiten zu erlangen; meist ist der Biotit schon in der Umwandlung zu Chlorit begriffen oder bereits ganz umgewandelt. Diese Chloritisierung ist anscheinend eine Erscheinung der Verwitterung. Daß sie ziemlich rasch erfolgen muß, beweist ein Handstück, das in der einen Hälfte noch unzersetzten Biotit zeigt, in der anderen Hälfte schon vollständig chloritisiert ist. Der Übergang von unzersetztem Biotit zu Chlorit ist rasch, aber kontinuierlich. Bei der Chloritisierung des Biotits bilden sich als Nebenprodukte dunkle, oft titanhaltige Erzausscheidungen. Sehr häufig tritt neben dem Chlorit noch Muscovit als Umwandlungsprodukt auf; auch Epidotminerale konnten beobachtet werden.

Wichtig ist vor allem die strenge Parallelordnung der Glimmer. Sie bilden häufig zusammenhängende Lagen und stellen so gewissermaßen das Gerüst der Gneisstruktur dar: zwischen ihnen ordnet sich Quarz und Feldspat an. Kleinere Biotite werden auch noch von diesen Mineralien eingeschlossen. Umgekehrt schließt auch der Biotit hie und da kleine Partien von Quarz, seltener von Feldspat ein: es sind Ausfüllungen von Hohlräumen, die bei der Bildung der Glimmer zwischen den einzelnen Lamellen erhalten blieben. — Der Biotit kann mit vollkommener Deutlichkeit als der zuerst gebildete Bestandteil des Gesteins erkannt werden.

Die Feldspäte lehnen sich vielfach an die schon auskrystallisierten Biotite an, benutzen sie als Krystallisationsbasis. Es ist Plagioklas und Orthoklas vorhanden.

Der Plagioklas ist an der Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz kenntlich und weist fast immer geringere Lichtbrechung als der Quarz auf. In seltenen Fällen erreicht er dessen Lichtbrechung oder übertrifft sie ein wenig.

Parallelstellung  $\omega > \alpha_1$ ,  $\varepsilon > \gamma_1$

Kreuzstellung  $\omega \geq \gamma_1$ ,  $\varepsilon > \alpha_1$

Es liegt demnach Oligoklasalbit (ungefähr von der Zusammensetzung  $\text{Ab}_8 \text{An}_1 - \text{Ab}_3 \text{An}_1$ ) vor. Damit stimmt die Auslöschungsschiefe, die auf Blättchen nach M im Durchschnitt zu  $+12^\circ$  gemessen wurde. Auch der Kalkgehalt, den die Analyse ergibt, deutet auf einen kalkarmen Plagioklas hin. Plagioklas besitzt oft deutlichen Idiomorphismus mit bestimm- baren Krystallflächen. Weniger ist dies beim Orthoklas der Fall. Diesem fehlt die Zwillingsbildung; dagegen zeigt er sich nicht selten von Mikroperthitsspindeln durchzogen, die wohl als Entmischungen zu deuten sind. Hie und da finden sich

am Rande des Orthoklas die bekannten myrmekitischen Verwachsungen.

Umwandlungserscheinungen der Feldspäte sind häufig. Es finden sich im Feldspat (bes. im Plagioklas) kleine Muscovit-schüppchen, die wie ein Schleier den Krystall überziehen können. Außerdem trifft man sehr regelmäßig Aggregate von rundlichen bis traubenförmig verzweigten schwärzlichen Verwitterungsprodukten. Plagioklas ist durchweg stärker angegriffen als Orthoklas, der z. T. noch vollständig frisch erscheint.

Beide Feldspäte zeigen mit großer Regelmäßigkeit die „tropfenförmigen Quarzeinschlüsse,“ die hie und da die Form von Dihexaedern erkennen lassen, meist aber nur unbestimmt rundliche Gestalt aufweisen.

Der Quarz des Gesteins führt häufig Flüssigkeitseinschlüsse. Wo er in größeren Dimensionen auftritt, bildet er die letzte Ausfüllung: er weist unregelmäßige Umrisse auf und zeigt besonders auch die lappigen pseudopodienartigen Fortsätze, die für die Quarze in den Eruptivgneisen des Schwarzwaldes so charakteristisch sind. Außerdem findet sich Quarz als Ausfüllung schmaler Zwischenräume zwischen zwei Glimmerblättchen.

Von Nebengemengteilen des Gesteins sind Apatit und Zirkon zu erwähnen. Apatit tritt sehr häufig auf und erreicht auch recht beträchtliche Größe (bis zu 0,6 mm Durchmesser). Zirkon (z. T. Monacit oder Xenotim?) ist wie der Apatit fast ausschließlich an Biotit gebunden. Ziemlich selten sind kleine Körner von Granat. Im Glimmer finden sich regelmäßig auch Erzeinschlüsse, die zum größten Teil aus Magnetit bestehen.

Einige Erscheinungen deuten auf Druckwirkungen hin, denen das feste Gestein unterlag. Die Biotite zeigen manchmal leichte Verbiegungen; auch scherende Bewegungen, die die Glimmer in der Richtung der Lagen auseinanderzerzten, machen sich in geringem Maßstab geltend. Quarz zeigt undulöse Auslöschung und ist häufig in einzelne Felder zerfallen. Ob diese letztere Erscheinung zum Teil schon primären Charakter besitzt, muß allerdings dahingestellt bleiben. Für alpine Begriffe sind die mechanischen Deformationen des normalen Gesteins sehr gering. Von einer Entstehung des Gneises aus einem richtungslos körnigen Gestein durch bloße Druckmetamorphose (vgl. Lit. 10) kann keine Rede sein. Was aus einem Granit durch Pressung entsteht, das zeigen in schönster Weise die Sericitschiefer der Grimselstraße, die aus dem

Innertkirchener Granit hervorgehen. Mit derartigen Gesteinen haben die beschriebenen Gneise strukturell nicht das mindeste gemein.

Ebenso ist eine Entstehung des Gneises durch Krystallisationsschieferung ausgeschlossen (vgl. hierzu Lit. 7 und 17). Die Struktur des grobglimmerigen E. Gn. kann nach dem Gesagten nicht als krystalloblastisch bezeichnet werden. Diese Strukturform entsteht ja durch gleichzeitiges Wachsen aller Komponenten, während in dem vorliegenden Gestein sich deutliche Anklänge an reine Eruptivstruktur nachweisen lassen. Biotit ist (nach Zirkon und Apatit, die er einschließt) der zuerst gebildete Gemengteil. Ihm folgen die Feldspäte, von denen Plagioklas zum Teil noch deutlich erkennbare Krystallformen aufweist. Quarz bildet dagegen die Ausfüllung der Zwischenräume zwischen den übrigen Gemengteilen (vgl. Taf. XX, Fig. 1).

Es liegt also die normale Ausscheidungsfolge eines granitähnlichen Gesteins vor, die nur deshalb nicht mit vollständiger Klarheit zum Ausdruck kommt, weil die zuerst gebildeten Glimmerlagen die Auskrystallisierung der übrigen Bestandteile unter einer gewissen räumlichen Beschränkung erfolgen ließen.

Bei der Bildung des Gesteins kann es sich also weder um reine Druckmetamorphose (dagegen spricht das Fehlen mechanischer Deformationen) noch auch um Krystallisationsschieferung handeln (die Struktur ist nicht krystalloblastisch). Da die Anzeichen einer Metamorphose im Gestein fehlen, so möchte ich den grobglimmerigen Erstfelder Gneis für ein primär parallelstruiertes Eruptivgestein halten, in derselben Weise, wie dies für den Schapbachgneis des Schwarzwaldes angenommen wird (vgl. Lit. 37, 43). Auch der grobglimmerige Erstfelder Gneis wäre demnach als Eruptivgneis (Orthogneis) zu bezeichnen<sup>1)</sup>.

Daß richtungslos körnige granitische oder syenitische Gesteine randlich in parallel struierte Gesteine übergehen können, wurde von SAUER am Beispiel des Durbachits gezeigt (Lit. 37). Im Gebiet des zentralen Aaregranits können überall die

<sup>1)</sup> Damit fällt das Gestein allerdings nicht mehr unter die Definition der krystallinen Schiefer als metamorphe Gesteine. Trotzdem kann der Name „Gneis“ beibehalten werden, da er, ohne auf theoretische Ansichten Rücksicht zu nehmen, nur die Erscheinungsform des Gesteins, vor allem seine Paralleltextur bezeichnen will. Zu einer Aufteilung der „Gneise“, wie sie von mancher Seite vorgeschlagen wird, ist gegenwärtig, wo sich die verschiedensten Anschauungen über die Genese dieser Gesteine gegenüberstehen, noch nicht die Zeit.

Übergänge zwischen richtungslosem Granit und „Gneis“ nachgewiesen werden. Worauf die Entstehung der Paralleltexur zurückzuführen ist, ist eine andere, noch ungelöste Frage; ich möchte sie mit SAUER und SCHWENKEL durch eine Art Fließbewegung im Magma erklären (vgl. Lit. 43, S. 171).

Mit dieser Auffassung der großglimmrigen E. Gn. lassen sich verschiedene andere Erscheinungen gut in Einklang bringen. Während bei den meisten Gneisen ebenflächige Paralleltexur vorherrscht, so finden sich doch auch Gneise, besonders am linken Reußufer der Gegend von Erstfeld, die eine schlierige Sonderung der Bestandteile sowie merkwürdige Biegungen, Fältelungen und Windungen der Lagen aufweisen. In den Sätteln sammelt sich dann häufig eine größere Quantität von Quarz-Feldspatmasse an. Diese Gneise stimmen nach einer Mitteilung von Herrn Dr. SCHWENKEL vollständig mit gewissen Gneistypen des Schwarzwaldes (z. B. des Feldberggebiets) überein. Ich möchte sie mit ihm als Schlierengneise bezeichnen. Unter dem Mikroskop zeigt sich mit aller wünschenswerten Deutlichkeit, daß diese Faltungen nicht sekundär im festen Gestein erzeugt worden sein können. Die Biotite, die die Erscheinung vor allem hervorbringen, zeigen keine Spur mechanischer Einwirkungen. Es müssen also diese Schlierenbildungen und Fältelungen primär im Gneismagma entstanden sein.

Andere Eigentümlichkeiten der Eruptivgneise zeigt eine Wanderung über den Sustenpaß. Nicht selten sieht man hier im Gneis helle Adern (6—10 cm mächtig), die in die Lagen der Gneise eindringen und hier ein linsenartiges An- und Abswellen der Quarz-Feldspatlagen verursachen. Oft werden, anscheinend durch die Stoßkraft dieser eindringenden Eruptivmassen, Biegungen und Stauchungen der Lagen des Gesteins verursacht. Es handelt sich um Injektionen, denn es findet ja ein Eindringen nach vorgebildeten Lagen und Schichtflächen statt. Trotzdem ist das ganze Gestein als eruptiv anzusprechen; die Injektionen sind in Analogie mit Schwarzwälder Vorkommnissen als endogene zu erklären.

Das heißt: Der bereits in Erstarrung begriffene oder schon erstarrte Gneis erhielt hier aus der Tiefe neue Nachschübe, die auf Gängen und Adern aufdrangen und von hier aus den Flächen geringsten Zusammenhangs, den Glimmerflächen, folgten. Auf diese Weise wäre der starke Wechsel in der Mächtigkeit der Quarz-Feldspatlagen sowie die starke Durchaderung mancher Gneise zu erklären.

Auf die neueste Theorie, welche die großglimmrigen E. Gn.

als injizierte Schiefer zu erklären versucht, d. h. als ein Mischgestein, das dadurch entstanden wäre, daß aplitische Eruptivmassen auf den Schichtflächen eines Sediments eindringen, wird später eingegangen werden.

SCHWENKEL weist für die Granulite des Schwarzwälder Gneismassivs nach, daß sie Spaltungsprodukte des Gneismagmas darstellen. Höchstwahrscheinlich sind auch die von STAUB beschriebenen granatführenden, oft parallel struierten Aplite nichts anderes als Granulite, also vom Magma des Eruptivgneises abzuleiten. Außerdem gelang es mir, auf dem linken Reußufer oberhalb Erstfeld ein Gestein zu finden, das nach einer Mitteilung von Herrn Dr. SCHWENKEL sehr stark einem sillimanitführenden Granulit von Vorgelbach gleicht. Äußerlich zeigt sich das Gestein sehr fein parallel struiert, weiß mit einem Stich ins Grünliche. U. d. M. verrät es deutlich den eruptiven Ursprung. Idiomorphe, im Durchschnitt fast quadratische Plagioklase fallen auf. Die Quarze weisen rundliche Formen auf, wie sie für Granulite charakteristisch sind. Dazwischen hindurch ziehen sich streng parallel Strähnen von Sillimanit. Dieser scheint zum großen Teil aus Biotit hervorgegangen zu sein. Mineralbestand und Struktur erlauben also, das Gestein als Sillimanitgranulit zu bezeichnen.

Alles in allem genommen, muß die Ähnlichkeit der Erstfelder Eruptivgneise mit den Schapbachgneisen des Schwarzwalds jedem Kenner beider Gebiete auffallen. Sie bezieht sich sowohl auf den äußeren Habitus und die mikroskopische Struktur des normalen Biotitgneises als auch auf einzelne untergeordnete charakteristische Varietäten, die beiden Gebieten gemeinsam sind.

Auch ein Vergleich der chemischen Zusammensetzung beider Gesteine zeigt ihre nahe Verwandtschaft, was die nachfolgenden Analysen dartun sollen.

Analyse I: Orthogneis, normaler Erstfelder Eruptivgneis vom Sustlital (Südostfuß des Wasenhorns); zitiert nach KÖNIGSBERGER (Lit. 25). Analytiker: SAHLBOM.

Analyse II: Gneis von Erstfeld (Varietät ähnlich dem Schapbachgneis); zitiert nach STAUB (Lit. 44). Analytiker: HEZNER.

Analyse III: Glimmergneis (Schapbachgneis), Wildschapbachthal; zitiert nach Lit. 37. Analytiker: DITTRICH.

Analyse IV: Orthitgneis, ebendort; zitiert nach ROSENBUSCH (Lit. 32). Analytiker: DITTRICH.

Die Analysen wurden auf Molekularprocente umgerechnet, daraus die Werte für A, C, F, T, n festgestellt; schließlich wurden noch die OSANNschen Projektionswerte a, c, f berechnet (nach dem Vorgang von BECKE (Lit. 6) und GRUBENMANN (Lit. 17) ohne den Tonerdeüberschuß als Molekül  $(\text{MgFe})\text{Al}_2\text{O}_4$  zu c zu schlagen). Der Tonerdeüberschuß wurde noch extra auf  $a + c + f = 20$  umgerechnet.

## Gewichtsprocente.

	I	II	III	IV
$\text{SiO}_2$ . . . . .	68,27	64,89	68,21	70,25
$\text{TiO}_2$ . . . . .	0,35	0,91	0,41	0,27
$\text{P}_2\text{O}_5$ . . . . .	—	1,10	0,10	—
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	15,08	14,69	12,22	14,47
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . . . .	1,22	1,78	0,89	0,85
$\text{FeO}$ . . . . .	3,25	3,85	2,88	2,30
$\text{CaO}$ . . . . .	1,18	2,67	2,66	2,64
$\text{MgO}$ . . . . .	1,19	1,85	1,65	1,93
$\text{K}_2\text{O}$ . . . . .	4,76	4,05	2,47	3,04
$\text{Na}_2\text{O}$ . . . . .	3,70	2,57	4,43	2,82
Glühverl. . . . .	1,88	1,87	0,84	0,95
	100,88	100,32	99,76	99,52

## Molekularprocente.

	I	II	III	IV
$\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2$ . . . . .	75,61	73,7	76,15	76,65
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	9,78	9,6	7,99	9,26
$\text{FeO}$ . . . . .	4,00	4,7	3,43	2,79
$\text{CaO}$ . . . . .	1,39	3,2	3,17	3,07
$\text{MgO}$ . . . . .	1,96	3,1	2,75	3,15
$\text{K}_2\text{O}$ . . . . .	3,35	2,9	1,76	2,11
$\text{Na}_2\text{O}$ . . . . .	3,91	2,8	4,77	2,97
	100,0	100,0	100,0	100,0

## Gruppenwerte (nach OSANN-GRUBENMANN).

	I	II	III	IV
S . . . . .	75,6	73,7	76,1	76,6
A . . . . .	7,0	5,7	6,5	5,1
C . . . . .	1,4	3,2	1,5	3,1
F . . . . .	6,0	7,8	7,9	5,9
M . . . . .	0,0	0,0	1,7	0,0
T . . . . .	1,4	0,7	—	1,1
K . . . . .	1,5	1,5	1,5	1,7
n . . . . .	5,6	5,2	7,3	5,8

## Projektionswerte (nach OSANN).

	I	II	III	IV
a . . . . .	9,7	7	8,2	7,2
c . . . . .	2,0	4	1,9	4,4
f . . . . .	8,3	9	9,9	8,4
+ $\text{Al}_2\text{O}_3$ auf $a + c + f = 20$ . . . . .	2,0	1	—	1,6

Die chemische Analyse der Erstfelder Gneise deckt sich mit den Befunden der mikroskopischen Untersuchung: es sind Gesteine von granitähnlicher Zusammensetzung; der Kalkgehalt ist mäßig, Natronfeldspat überwiegt den Kalifeldspat. Der Tonerdeüberschuß ist gering, jedenfalls nicht höher als bei einer großen Anzahl echt granitischer Gesteine (vgl. KÖNIGS-

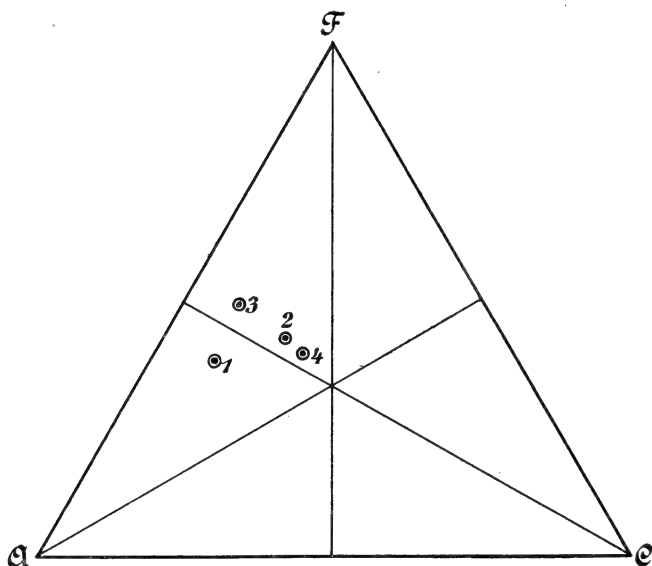


Fig. 1.

BERGER, Lit. 23). Ein Beweis dafür, daß in dem grobglimmerigen Erstfelder Gneis sedimentäres Material enthalten sein müsse, läßt sich mit einem so geringen Tonerdeüberschuß nicht führen. Mineralogisch ist er wohl auf den reichlich vorhandenen Biotit zurückzuführen. Die Analysen sind vielmehr wohl geeignet, die Ansicht von der rein eruptiven Natur des grobglimmerigen E. Gn. zu stützen.

Ein Vergleich mit den Analysenwerten der beiden Schwarzwaldgneise zeigt ohne weiteres die nahe Verwandtschaft beider Gesteine.

## 2. Der Erstfelder Sedimentgneis.

Von dem grobschuppigen Erstfelder Eruptivgneis unterscheidet sich ein anderer Typus recht scharf; er gleicht den Renschgneisen des Schwarzwalds, die dort als Sedimentgneise



erkannt wurden. Es sind sehr feinkörnige Gneise mit kleinen Biotitblättchen. Die große Menge dieses Minerals verleiht ihnen dunkelbraunes bis schwärzliches Aussehen. Oft ist an diesen sehr gleichmäßig zusammengesetzten Gesteinen nur schwer eine Paralleltexur zu erkennen; zu einer Lagenbildung kommt es nicht. Trotzdem spaltet doch das Gestein hie und da ganz vorzüglich. Ein Aufschluß im typischen feinkörnigen Gneis oberhalb der Kröntehtütte des S. A. C. im „Grau“ zeigt geradezu eine Schichtung des Gneises. Er erscheint aus zahlreichen Bänken von ca. 5—8 cm Mächtigkeit aufgebaut. Da noch eine Klüftung senkrecht zur Schichtfläche hinzukommt, so entstehen bei der Verwitterung kleine prismatische Stücke. Auch sonst wurde in den feinkörnigen Gneisen ziemlich häufig ein derartiges Spalten wahrgenommen. Unwillkürlich wird man durch diese Erscheinung an Schichtflächen eines ursprünglichen Sediments erinnert. An verschiedenen Stellen finden sich in den feinkörnigen E. Gn. Einlagerungen von Kalk oder Kalksilikatfels, was den Gedanken an sedimentäre Natur verstärken muß.

Ähnlich wie bei den Renschgneisen des Schwarzwalds findet man nur selten größere Blöcke dieses Gesteins, meist nur kleinere Bruchstücke. Infolge der ziemlich weitgehenden Klüftung ist hier auch die Verwitterung viel weiter fortgeschritten als in den kompakteren Eruptivgneisen.

Der Mineralbestand der feinkörnigen Gneise ist im allgemeinen derselbe wie in den Eruptivgneisen. Dagegen ergeben sich in der Ausbildung der einzelnen Gemengteile, in der Struktur, scharf unterscheidende Merkmale (vgl. Taf. XX, Fig. 2).

U. d. M. macht sich vor allem ein großer Reichtum an Biotit bemerkbar. Er tritt in lauter kleinen, aber meist streng parallel geordneten Schüppchen auf. Nur in seltenen Fällen finden sich Ansätze zur Lagenbildung, meist liegen die Glimmerkryställchen isoliert und unregelmäßig verteilt. Zum Teil erweist sich der Biotit noch als frisch und kräftig pleochroitisch; in andern Fällen hat schon die Verwitterung eingesetzt, die chloritische und muscovitische Substanzen liefert und in allen Stadien verfolgt werden kann.

In zweiter Linie fällt bei vielen Gesteinen dieser Art ein beträchtlicher Reichtum an Quarz auf, der in Gestalt runder oder länglicher Körner mit einfachen Umrissen erscheint. Pseudopodienartige Verzweigungen, wie sie für die Quarze der Eruptivgneise charakteristisch gefunden wurden, sind ihm fremd. Sehr wechselnd ist das Mengenverhältnis von Quarz und Feldspat; meist überwiegt der erstere.

An Feldspat ist Orthoklas und saurer Plagioklas vorhanden. Nähere Bestimmungen sind bei der Kleinheit des Korns und der meist schlechten Erhaltung nicht gut möglich. Auch das Verhältnis von Orthoklas und Plagioklas scheint starkem Wechsel zu unterliegen. Sehr häufig ist die Bildung muscovitischer Substanzen aus Feldspat.

Charakteristisch für diese Gneise ist nun das Auftreten von Sillimanit, der sich in vielen Gesteinen in Gestalt glänzender Strähnen nachweisen ließ. Bezeichnend ist auch die Anwesenheit von Graphit. Er bildet Stäbchen und Blättchen mit den eigentümlich faserigen Umrissen. Auch die für Graphit so typischen zerfaserten und aufgeblättern Aggregate kommen vor. Granat konnte nur in wenigen Gesteinen aufgefunden werden; dagegen sind Apatit und Zirkon sehr häufige akzessorische Gemengteile. An Erzen finden sich blutrot durchscheinender Hämatit, Magnetit, seltner auch Pyrit.

Der Mineralbestand ist also, mit Ausnahme des sehr bezeichnenden Vorkommens von Sillimanit und Graphit, derselbe wie im Eruptivgneis. Um so schärfer sind die Unterschiede der Struktur. Zunächst muß auffallen, daß diese Gesteine viel feinkörniger sind als die Eruptivgneise. Alle Komponenten weisen annähernd gleiche Größe auf und stoßen in einfachen Begrenzungslinien zusammen. Eigene Krystallformen werden dabei nicht gebildet. Am ehesten ist dies noch beim Biotit der Fall; Quarz und Feldspat bilden dagegen überall rundliche oder schwach längliche Formen. Dabei finden noch gegenseitige Einschließungen der Komponenten statt, die wesentlich weiter gehen als bei den Eruptivgneisen. Sehr häufig umschließen sich Quarz und Feldspat; oft ist auch der Biotit vollständig in eins dieser Mineralien eingewachsen. Besonders finden sich diese Erscheinungen an vereinzelt größeren Feldspatkrystallen, die vollständig durchspickt erscheinen. Nicht selten kann man Feldspäte mit Anwachsrandern beobachten. Alle diese Tatsachen deuten auf ein gleichzeitiges Wachsen aller Komponenten hin; die Struktur, die auf diese Weise zustande kommt, ist als krystalloblastisch bzw. granoblastisch zu bezeichnen. Sie weist deutliche Anklänge an Kontaktstruktur (Siebstruktur) auf.

Das Substrat, das diesen Gneis lieferte, muß sedimentärer Natur gewesen sein; neben der äußeren Erscheinungsform und den erwähnten Kalkeinlagerungen sprechen Mineralbestand und Struktur der Gesteine dafür. Sillimanit ist ein typischer Gemengteil der Sedimentgneise des Schwarzwalds, Graphit deutet auf organische Einschlüsse (vgl. ROSENBUSCH, Lit. 30, I). Die Struktur der Gesteine zeigt in keiner Weise Anklänge an

Eruptivstrukturen. Vielmehr machen manche Partien u. d. M. direkt den Eindruck eines glimmerreichen Sandsteines (vgl. Taf. XX, Abb. 2). Diese feinkörnigen Gneise müssen demnach als Sedimentgneise aufgefaßt werden.

Die chemische Analyse bestätigt diese Ansicht.

Analyse V: Feinkörniger Biotitgneis von Silenen. Analytiker: Verfasser.

Analyse VI: Sericitgneis (Sedimentgneis) von Amsteg; zitiert nach STAUB (Lit. 44). Analytiker: HEZNER.

Gewichtsprocente.			Molekularprocente.		
	V	VI		V	VI
SiO <sub>2</sub> . . . .	69,12	61,20	SiO <sub>2</sub> + TiO <sub>2</sub> .	76,81	70,7
TiO <sub>2</sub> . . . .	0,67	1,09	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	10,68	10,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	—	0,33	FeO . . . . .	3,67	6,6
SO <sub>3</sub> . . . . .	—	0,28	CaO . . . . .	2,48	1,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	16,46	16,19	MgO . . . . .	1,18	4,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	1,43	0,27	K <sub>2</sub> O . . . . .	1,83	2,5
FeO . . . . .	2,71	6,64	Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,35	2,9
MnO . . . . .	—	0,10		100,0	100,0
CaO . . . . .	2,10	1,36			
MgO . . . . .	0,71	3,62			
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,60	3,51			
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,14	2,64			
Glühverl. . .	0,73	3,22			
	99,67	100,45			

Gruppenwerte.					
	V	VI		V	VI
S . . . . .	76,8	70,7	M . . . . .	0,0	0,0
A . . . . .	5,2	5,4	T . . . . .	3,0	3,8
C . . . . .	2,5	1,6	K . . . . .	1,6	1,3
F . . . . .	4,8	16,8			

Gesteinsformeln nach OSANN:

V: s <sub>76,8</sub>	a <sub>8,3</sub>	c <sub>4,0</sub>	f <sub>7,7</sub>
VI: s <sub>70,5</sub>	a <sub>4,5</sub>	c <sub>1</sub>	f <sub>14,6</sub>

Die beiden Analysen zeigen ziemlich bedeutende Unterschiede, besonders bei Kalk, Eisen und Magnesia. Bei umgewandelten Sedimenten kann dies nicht wundernehmen. Für sedimentäre Natur der Gesteine spricht vor allem der beträchtliche Tonerdeüberschuß, der in solcher Höhe bei Eruptivgesteinen nicht gefunden wird.

Noch stärker kommen chemische Differenzen im Aufbau dieser Gneise durch die Einlagerungen von Kalksilikaten und körnigem Kalk zum Ausdruck. Sie liefern den

besten und augenfälligsten Beweis für die sedimentäre Natur des feinkörnigen Gneises. ROSENBUSCH (Lit. 30, II) wies zuerst auf die große theoretische Bedeutung solcher Einlagerungen hin und beschrieb in klassischer Weise eine Anzahl von Vorkommnissen des Schwarzwalds (Lit. 30, II und III). Besonders schöne und petrographisch interessante Einlagerungen im Sedimentgneis des Erstfelder Gebiets finden sich an der Sustenstraße (Urner Seite). Dieses Vorkommen wird zuerst von SAUER (Lit. 38) erwähnt, der hier zum erstenmal in den Schweizer Alpen Wollastonitgesteine nachweisen konnte. Der Freundlichkeit von Herrn SAUER verdanke ich schönes Material von dieser Lokalität.

Folgt man von Färnigen an der Straße aufwärts, so führt der Weg vom Gorezmettental an durch typische Eruptivgneise bis zur dritten Kehre oberhalb Sustenalp; hier steht ein merkwürdiges weißes Gestein mit grünlichen Flecken und Lagen an. Bessere Einblicke in die Verbandsverhältnisse gewährt der Anschnitt der vierten Kehre; auch die fünfte Kehre zeigt nochmals das weiße Gestein. Kurz darauf tritt man jedoch wieder in den Eruptivgneis ein, der nun bis zum Hotel Stein anhält. Es muß hier sofort auffallen, daß an dieser Stelle eine Bildung vorliegt, die von dem sonst herrschenden Gneis total verschieden ist. Durch tiefe Verwitterung einzelner Lagen treten fast senkrecht gestellte Bänke eines weißen Gesteins heraus. Zu dem massigen, keine Spur von Bankung aufweisenden Aufbau des Eruptivgneises bedeutet dies einen überaus scharfen Gegensatz. Das weiße Gestein läßt sich bei näherer Untersuchung als ein Kalksilikatfels erkennen, der hier in vielfacher Wechsellagerung mit einem feinkörnigen Biotitgneis auftritt. Dieser stimmt makroskopisch und mikroskopisch mit den oben beschriebenen Sedimentgneisen überein und überwiegt wohl an Quantität die Kalksilikatfelse. Der Eindruck, den man gewinnt, ist der, daß hier eine riesige Scholle von Sedimentgneis mit stark kalkhaltigen Einlagerungen vom Eruptivgneis eingehüllt ist. Dieser Eindruck wird dadurch verstärkt, daß diese Sedimentgneise in erheblicher Abweichung vom sonst üblichen alpinen NO-Streichen fast genau nach N streichen. In der Nähe folgen ihnen darin die Eruptivgneise, um in einiger Entfernung jedoch wieder allmählich in die gewöhnliche Richtung einzubiegen. Es liegt also ein Anschmiegen des Eruptivgneises an die Scholle, eine Art Umfließen derselben vor. Von ihr scheint ein richtungsgebender Einfluß auf die Paralleltextur des umhüllenden Gneises ausgeübt worden zu sein. Eine den Sedimentgneis durchsetzende

pegmatitische Ader, hauptsächlich aus bläulichem Feldspat (Orthoklas) bestehend, deutet darauf hin, daß Eruptivmassen in geringem Maße auch ins Innere der Scholle eindringen. Die mechanische Beeinflussung des Ganzen durch den tertiären Gebirgsdruck ist gering. Sie äußert sich in N—30° O streichenden sekundären Schieferungs- und Ablösungsflächen.

Besonderes Interesse erregen natürlich die Kalksilikatfelse, die als Einlagerungen in den Sedimentgneisen auftreten, und ihre petrographische Beschaffenheit.

Den häufigsten Typus stellt ein weißes Gestein dar, das deutlich parallel geordnete Lagen eines grünen Minerals aufweist, in dem man unschwer Augit erkennt. Außerdem ist in allgemeiner Verbreitung noch ein rötliches Mineral mit spitzrhombschen Durchschnitten zu finden, das sich dadurch als Titanit zu erkennen gibt. Bei der Verwitterung treten oft strahlig-faserige Aggregate heraus, die auf die Anwesenheit von Wollastonit hindeuten. — Während im allgemeinen eine mäßige Korngröße vorherrscht, so bilden doch einzelne Varietäten recht große Krystalle aus. Gewisse Kalksilikatfelse weisen prachtvolle grüne Augite von 4—5 cm Länge und 1 cm Durchmesser auf, die das charakteristische Prisma des Augits deutlich erkennen lassen. Die Titanitkrystalle wachsen in diesem Gestein bis auf  $\frac{1}{2}$  cm Größe.

Bei der Untersuchung im Mikroskop muß zunächst auffallen, daß der größte Teil des Gesteins von einem Feldspat gebildet wird, der geringere Lichtbrechung als Canadabalsam besitzt und keine Spur von Zwillingslamellierung aufweist. Es liegt also offenbar Orthoklas vor. Meist treten ja in derartigen Gesteinen stark kalkhaltige Plagioklase auf; jedoch erwähnt auch ROSENBUSCH das Vorkommen von Orthoklas im Wollastonitfels des Bellenwald (Lit. 30, II, S. 388). Meist ist der Orthoklas schon etwas getrübt, hie und da auch schwach sericitisiert. Der Augit erscheint im Dünnschliff vollkommen farblos; an maximaler Auslöschungsschiefe wurde 38—39° gemessen; es handelt sich demnach um Diopsid, worauf schon der makroskopische Habitus der Krystalle schließen läßt. Allgemein verbreitet ist eine sehr feine und scharfgezeichnete Zwillingsbildung nach (100). Besonders zeigen dies auch die schönen großen Augitindividuen. Meist findet sich der Augit in den Feldspat eingewachsen, hie und da in skelettförmigen Krystallen. Im allgemeinen ist er noch vollständig frisch; an manchen Stellen kommt eine schwache Serpentinisierung vor. — Sehr häufig ist Titanit, der in schön idiomorphen Krystallen

(Briefkuvertform) im Augit oder Feldspat eingewachsen auftritt. An manchen Krystallen ist ein deutlicher Pleochroismus bemerkbar (farblos — bräunlichrot). Die überaus gleichmäßige und ziemlich reichliche Titanitführung ist als besonderes Charakteristikum aller Varietäten zu bezeichnen. Dasselbe betont ROSENBUSCH für die „Paraaugitgneise“ (Kalksilikatfelse) des Schwarzwalds (Lit. 30, II, S. 372). Vgl. auch SAUER: Erl. zu Bl. Gengenbach, 1894. Regelmäßig findet sich auch Zoisit, der an seinen stahlblauen Interferenzfarben leicht zu erkennen ist und meist Aggregate bildet. Wollastonit findet sich in dieser Gesteinsvarietät nur in geringen Mengen; er tritt in radiär angeordneten Büscheln von schlanken Nadeln auf. Ob der in geringer Menge vorkommende Kalkspat als direkt aus dem Sediment stammend zu erklären ist, oder ob in ihm Verwitterungs- und Infiltrationsprodukte vorliegen, ist nicht gut zu entscheiden. Apatit in Gestalt kurzer gedrungener Säulchen ist regelmäßig vorhanden, freier Quarz dagegen selten. Erze konnten nicht gefunden werden. Sie fehlen anscheinend, wie hier gleich angefügt werden soll, allen Kalksilikatfelsen des Sustenpasses.

Die Gesteinsstruktur ist die typischer Kontaktgesteine: fast alle Bestandteile schließen sich (soweit die Größenverhältnisse dies erlauben) gegenseitig ein. Das Gestein, aus dem dieser Kalksilikatfels hervorging, muß ein vorwiegend toniges, kalireiches Sediment mit mäßigem Kalkgehalt gewesen sein.

Es sei gleich hier die Beschreibung eines Kalksilikatfelses vom Opplital (linkes Nebental der Reuß zwischen Amsteg und Erstfeld) angefügt, der makroskopisch der eben beschriebenen Varietät vom Sustenpaß außerordentlich gleicht. U. d. M. zeigt sich eine starke Zunahme des Quarzes, der dem Feldspat gleichkommt. Neben unverzwilligtem Feldspat tritt noch ein zwillingsgestreifter saurer Plagioklas auf. Im übrigen gleicht das Gestein vollständig dem vom Sustenpaß.

Andere Gesteine des Sustenpasses zeigen nun ein Zunehmen der Kalksilikate auf Kosten des Feldspates, der nach und nach vollständig verschwindet. Diese Gesteine besitzen weiße Farbe; nur noch wenige lichtgrüne Flecken lassen Augit darin erkennen. Dagegen sind schon makroskopisch seidenglänzende radiärfaserige Aggregate eines weißen Minerals zu erkennen. Es handelt sich um Wollastonit. Die mikroskopische Untersuchung bestätigt, daß hier echte Wollastonitfelse vorliegen. Schön radiär angeordnete Büschel schlanker Wollastonitsäulchen beherrschen das ganze Strukturbild. Kalkspat ist in diesem

Gestein noch in schön ausgebildeten, zwillingslamellierten Krystallen vorhanden und stellt sicher einen primären Bestandteil dar. Von den Büscheln des Wollastonits wird er kreuz und quer durchschossen, und man bekommt geradezu den Eindruck, als würde der Kalkspat von dem ihn durchwachsenden Wollastonit allmählich aufgezehrt. Vom Wollastonit hebt sich durch stärkere Lichtbrechung deutlich der Augit ab. Er kommt nur in relativ kleinen Krystallen vor, liegt häufig innerhalb der Wollastonitrosetten und weist Zwillingslamellierung nach (100) auf. Kleine Körner von Titanit und Apatit sind sehr zahlreich, Quarz dagegen selten.

Das Substrat, das diesem Wollastonitfels zugrunde lag, muß, im Gegensatz zum vorigen Gestein, ein kalkreiches, tonerdearmes Sediment gewesen sein.

Eine weitere Zunahme des Kalkes zeigt ein Typus, der nun schon als silikatreicher Marmor bezeichnet werden kann. Dieses Gestein gleicht äußerlich dem zuerst beschriebenen: weiße Farbe mit grünlichen Lagen. Jedoch erkennt man schon mit der Lupe in dem weißen Mineral zwillingslamellierten Kalkspat. Eine weitere Eigentümlichkeit, die schon makroskopisch in die Erscheinung tritt, sind schwarze, überaus lebhaft glänzende Körnchen. U. d. M. zeigt sich das Gestein als zum größten Teil aus Kalkspat bestehend. Es scheint einer Pressung unterlegen zu sein: auf Gleitflächen erfolgten leichte Verschiebungen der Krystalle; zum Teil sind die Zwillingslamellen stark verbogen. Im Kalkspat eingeschlossen finden sich zerstreut Körner von Apatit und Quarz sowie Augitkrystalle mäßiger Größe; auch kleine idiomorphe Kryställchen von Titanit sind weit verbreitet. Vor allem aber fällt das schon makroskopisch erkennbare schwarze Mineral auf, das sich durch seinen blendenden Glanz und seine Unlöslichkeit in HCl als Graphit zu erkennen gibt. Teils sind es rundliche Körner mit Andeutung von Krystallflächen, teils Stäbchen mit zerfasertem Rand.

In diesem krystallinen Kalk finden sich nun Lagen von Silikaten, die eine große Anzahl von Mineralien erkennen lassen. Häufig sind Zoisit, schwach pleochroitischer grünlicher Epidot und Augit (Diopsid). Außerdem kommt Orthoklas, zonarer Vesuvian und Granat vor. Alle diese Mineralien sind aufs engste miteinander verwachsen. Titanit, Apatit und Graphit finden sich auch hier in den Silikatlagen. Freier Quarz ist an den Grenzen dieser Lagen gegen den Kalk ziemlich häufig und drängt sich oft noch zwischen die einzelnen Krystalle ein.

Nach dem Mineralbestand zu schließen, liegt also hier ein kontaktmetamorphes Kalkgestein mit geringem Tonerde- und Kieselsäuregehalt vor.

Reiner (silikatifreier) krystalliner Kalk konnte nur in wenigen Stücken gefunden werden, die zudem jedenfalls nur sekundäre Bildungen darstellen.

An den zuletzt beschriebenen Typus vom Sustenpaß schließen sich nun sehr eng Gesteine an, die von Herrn Prof. SAUER im Schuttkegel des Riedbachs bei Erstfeld gefunden wurden. In ihnen nimmt der Kalkgehalt noch weiter zu. Die innige Verbindung mit Gneis beweisen Handstücke, die zur einen Hälfte aus dem feinkörnigen Sedimentgneis, zur andern aus krystallinem Kalk bestehen. Der Gneis zeigt kleine, parallel geordnete Biotitschüppchen, die zum größten Teil schon der Chloritisierung anheimgefallen sind. Gegen den Kalk hin stellen sich einzelne Graphitkörner, Augit- und Kalkspatkryställchen im Gneis ein. Die Grenze bildet eine helle glimmerfreie Zone von ungefähr  $\frac{1}{2}$  cm Breite. Der krystalline Kalk, der nun folgt, bildet gegen den Gneis eine Lage von Kalksilikaten aus. Vor allem ist es Augit, der an der Bildung dieser Grenzzone beteiligt ist; daneben findet sich Titanit, Wollastonit, Apatit und Granat. Quarz drängt sich zwischen die Kalkspatkrystalle ein. Diese weisen große, sehr schön verzwilligte Individuen auf, die häufig eine schwache Druckwirkung erkennen lassen. Der krystalline Kalk führt noch vereinzelt kleine Augite neben sehr reichlich vorhandenem Graphit. Oft zeigen sich die Calcitkrystalle von staubförmig verteiltem Graphit imprägniert. Die Kalksilikate sind bei diesem Gestein also hauptsächlich auf die Grenze gegen den Gneis beschränkt, wo bei der Metamorphose vielleicht ein gegenseitiger Stoffaustausch vor sich ging.

Ein anderes krystallines Kalkgestein derselben Lokalität zeigt in der Art und Weise seiner Verwitterung einen Aufbau aus chemisch differenten Lagen. U. d. M. zeigt es sich zum größten Teil aus grobkrystallinem Kalkspat zusammengesetzt, in dem zerstreut einzelne Körner von Augit, Granat, Titanit und Graphit liegen. Die Lagen, die sich bei der Verwitterung als widerstandsfähiger erweisen, werden von Quarz gebildet, der zahlreiche Krystalle von stahlblau polarisierendem Zoisit einschließt.

In anderen krystallinen Kalken finden sich statt dessen einzelne Lagen von Wollastonit in den schon mehrmals erwähnten büscheligen Aggregaten.



Die petrographische Untersuchung der Kalksilikatfelse des Sustenpasses, denen sich die Kalkeinlagerungen des Riedtals eng anschließen, bestätigt also die zuerst ausgesprochene Ansicht, daß in ihnen umgewandelte Sedimente vorliegen. Ihre enge Verbindung mit dem feinkörnigen Gneis macht es sicher, daß auch er ein umgewandeltes Sediment darstellt. Liegt diesem in der Hauptsache ein grauwackenähnliches Material zugrunde, so liegen uns in den Kalksilikatfelsen, bezw. körnigen Kalken, tonig-kalkige bis kalkige Zwischenlagerungen dieses Gesteins vor.

Dann erlaubt uns aber die petrographische Untersuchung, auch die Frage nach der Art und Weise der Umwandlung zu beantworten. Der Mineralbestand der Kalksilikatfelse (Wollastonit, Augit, Vesuvian, Zoisit, Granat) spricht entschieden für Kontaktmetamorphose. Damit erhalten wir auch eine Andeutung, wie wir uns die Entstehung des Sedimentgneises zu denken haben: auch er dürfte im wesentlichen unter den Verhältnissen der Kontaktmetamorphose gebildet worden sein.

Zum Schluß sei nochmals auf die frappante Ähnlichkeit der Kalksilikatfelse des Sustenpasses mit den entsprechenden Einlagerungen im Sedimentgneis des Schwarzwalds hingewiesen. Es wiederholen sich in beiden Gebieten vollständig dieselben Typen mit ihren charakteristischen Einzelheiten (vgl. hierzu ROSENBUSCH, Lit. 30, a und b, und THÜRACH, Lit. 46).

Als eine Varietät des Sedimentgneises muß hier endlich noch ein merkwürdiges Gestein beschrieben werden, das von SAUER bei Silenen gefunden wurde. Es ist ein feinkörniger, graugrünlcher Gneis, der makroskopisch kaum eine Paralleltextur erkennen läßt. Das ungewöhnliche daran sind hellbläuliche Flecken, die bis 1 cm Durchmesser aufweisen. Das Mineral, das sie bildet, zeigt gut ausgebildete spiegelnde Krystallflächen und gibt sich dadurch als Feldspat zu erkennen. Meist sind diese Feldspäte von einer etwas dunkleren Zone umgeben. U. d. M. zeigt die Hauptmasse des Gesteins den Typus eines normalen feinkörnigen Sedimentgneises mit Biotit, Feldspat (meist Plagioklas) und Quarz. Merkwürdig ist nun das Auftreten von Turmalin, der sich zahlreich in Gestalt kurzer gedrungener Säulchen einstellt (Durchmesser 0,1—0,15 mm, Länge bis 0,5 mm). Meist fügen sich diese Säulchen in die Parallelität des Gesteins ein. Der Turmalin ist deutlich pleo-

chroitisch ( $a$  = farblos,  $c$  = hellbraun) und weist nicht selten Zonarstruktur auf. In krystallographisch begrenzten Hohlräumen führt er Flüssigkeitseinschlüsse. Er tritt meist mit Biotit vergesellschaftet auf, findet sich aber auch im Quarz und Feldspat eingewachsen.

Von diesem Strukturbild heben sich nun deutlich die großen Feldspataugen ab. Um sie herum findet eine Anreicherung des Biotits statt. Im Gegensatz zu den Feldspäten des übrigen Gesteins erweisen sich diese großen Krystalle als Orthoklas. Häufig sind in ihnen runde Einschlüsse von Quarz, die gegen den Rand hin an Zahl zunehmen; hier wird auch Turmalin, jedoch kein Biotit eingeschlossen. Neben spärlichem Sericit bilden sich in diesen großen Orthoklaskrystallen eigentümliche haarförmige Verwitterungsprodukte die zum Teil an Sillimanit erinnern.

Was diese merkwürdigen Gebilde zu bedeuten haben, ist unklar. Jedenfalls steht das Vorkommen des Turmalins und der Feldspataugen in einem gewissen Zusammenhang; beides ist vielleicht durch eine pneumatolytische Beeinflussung des Gesteins zu erklären. Damit würde dieser Gneis zu andern Gesteinen überleiten, die sicher eruptives Material aufgenommen haben, also Mischgneise darstellen.

### 3. Die Mischgneise.

Meist tritt uns der Sedimentgneis nicht in vollständiger Reinheit entgegen. Vielfach zeigt er sich (in sehr wechselndem Maße) durchdrungen von eruptivem Material, so daß diese Gneise als „Mischgneise“ von den echten Sedimentgneisen abgetrennt werden müssen.

Nicht selten finden sich im Sedimentgneis aplitische bzw. granulitische Gänge; von ihnen aus führen Gängchen ins Nebengestein, die sich zuletzt in feine Adern auflösen. Eben diese feinen letzten Verzweigungen sind ungemein charakteristisch für weite Gebiete. Ihre Ablösung von größeren Aplitmassen, die nicht selten noch Bruchstücke des benachbarten Gneises einschließen, konnte nur selten beobachtet werden; nicht selten erweisen sich die feinen Äderchen bei der Verwitterung als widerstandsfähiger und treten dann plastisch aus dem Gestein heraus. Scheinbar ohne Regel setzen sie quer oder schief zur Schichtung durch den Sedimentgneis hindurch, oft in eigentümlich gebogenen und gewundenen Linien<sup>1)</sup>. Auf kurze Strecken können

<sup>1)</sup> Die Erscheinungen zeigen die größte Ähnlichkeit mit den neuerdings von Sederholm beschriebenen und abgebildeten „ptygmatisch gefalteten Aplitadern“. (N. J. f. Min., Beilage-Bd. 36, 1913).

sie auch in der Schichtungsebene verlaufen, meist weichen sie bald wieder davon ab. Hie und da kommen bauchige Anschwellungen der Adern vor, in denen sich das Eruptivmaterial staut. Daß die Schichtflächen der Gneise nicht in viel weitgehendem

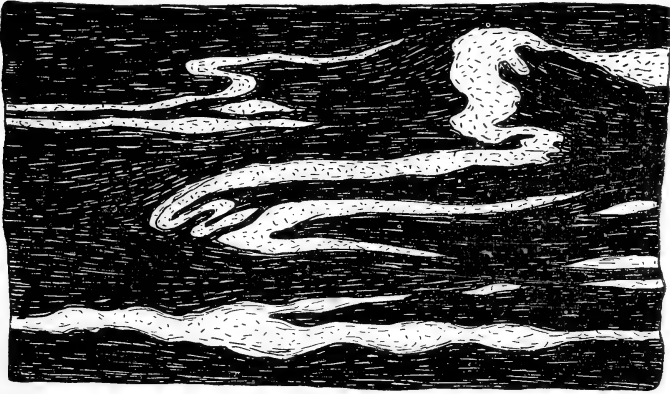


Fig. 2.

Sedimentgneis mit eruptiven Adern. Block im Riedbach bei Erstfeld.  
 $\frac{1}{4}$  natürl. Größe.

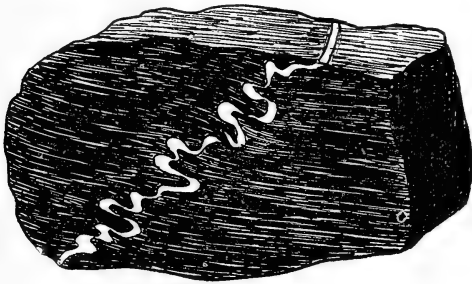


Fig. 3.

Sedimentgneis mit gewundener aplitischer Ader quer zur Schichtung.  
Riedbach. Natürl. Größe.

Maße benutzt werden, erklärt sich aus ihrer undeutlichen Ausbildung, dem Mangel an Lagentextur (vgl. das mikroskopische Strukturbild, Tafel I, 2). Nur an wenigen Stellen bilden sich Injektionen nach Schichtflächen. In dünnen keilförmigen Lagen dringt hier die Eruptivmasse in den Sedimentgneis ein, um jedoch bald ihre Stoßkraft zu verlieren und blind zu endigen (vgl. Fig. 4).

U. d. M. zeigen diese so häufigen Eruptiväderchen überall gleichartige Zusammensetzung. Ziemlich große, idiomorphe Feldspäte bilden die Hauptmasse. Es kommt Orthoklas und sehr feinlamellierter Plagioklas vor. Am Rand der Orthoklas finden sich zum Teil myrmekitische Verwachsungen. Biotit scheint dem eindringenden Eruptivmaterial zu fehlen; wo er auftritt, ist er nach vielen Beobachtungen vom Nebengestein, dem Sedimentgneis, losgerissen und in das Gängchen hinein verflößt worden. Die Begrenzung der Äderchen ist manchmal vollkommen scharf, in andern Fällen findet an der



Fig. 4.

Sedimentgneis mit Injektionen. Arni bei Amsteg.  $\frac{1}{2}$  natürl. Größe.

Berührungsfläche eine teilweise Durchdringung von Eruptiv- und Sedimentmaterial statt. Diese Vermischungszone überschreitet jedoch kaum die Breite von  $\frac{1}{2}$  cm. Makroskopisch äußert sich der Vorgang in einem allmählichen Verschwinden der Biotite gegen das Gängchen hin. Hie und da finden sich an Stellen, wo das Eruptivmaterial offenbar Teile des Nebengesteins assimiliert hat, Krystalle von Granat. Anhäufungen von Biotit gegen die Äderchen hin, wie sie STAUB (Lit. 44, S. 9) beschreibt, konnten nicht gefunden werden; ebensowenig zeigten die Glimmer in der Nachbarschaft der Gängchen eine Änderung ihres Erhaltungszustands.

In allen derartigen durchaderten „Mischgneisen“ kann Eruptiv- und Sedimentmaterial gut auseinandergehalten werden. In anderen Fällen macht dies Schwierigkeiten. Schon in dem Handstück, das in Fig. 4 abgebildet ist, deutet die glimmerreiche Lage inmitten des hellen (eruptiven) Teils darauf hin, daß hier eine Aufschmelzung und vollständige Lostrennung von Sedimentmaterial erfolgt ist. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich in einem Gestein vom Faulenbachfall (Erstfelder Tal), das neben dunklen, durchaus sedimentgneisartigen Partien hellere

Lagen zeigt, die sich in ausgezeichneter Paralleltexur in glimmer-ärmere und -reichere Bänder differenzieren. U. d. M. zeigen sich sehr wechselnde Strukturverhältnisse: neben ziemlich reiner Eruptivstruktur tritt ein intensives gegenseitiges Sich-Durchdringen aller Bestandteile ein. Sehr häufig sind zerstückelte Granaten. Jedenfalls handelt es sich hier um ein Mischgestein, in dem durch eine eindringende aplitische Masse Teile des Sedimentgneises losgelöst und mehr oder weniger vollständig assi-

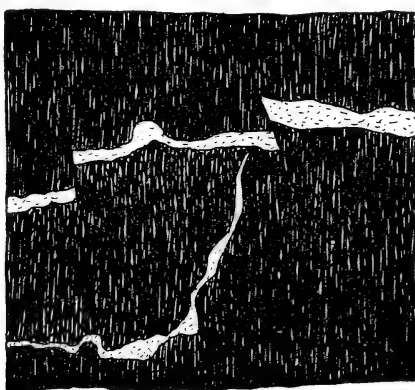


Fig. 5.

Sedimentgneis mit pegmatitischen Adern (z. T. verworfen).  
Grau (Erstfelder Tal).  $\frac{1}{10}$  natürl. Größe.

miliert wurden. Die streng parallele Anordnung der chemisch differenten Partien geschah durch die Fließbewegung des sich eindringenden Eruptivmaterials.

Neben den Apliten kommen im Gebiet der Sedimentgneise noch pegmatitische Adern in Betracht, die besonders im „Grau“ schön zu beobachten sind. — Auch sie setzen meist unbekümmert um die Schichtung quer durch das Gestein hindurch mit vereinzelt schwachem seitlichem Eindringen. Sie bestehen aus grobkristallinem, bläulichem Feldspat (Orthoklas), kleinen Nestern von Biotit und wenig Quarz. Die vom Sustenpaß erwähnte Ader im Sedimentgneis der Scholle ist identisch mit den Pegmatiten des Grau.

Fragen wir schließlich nach der Abstammung dieser Eruptivmassen, so ist es das nächstliegende, sie auf den Eruptivgneis zurückzuführen. Das Sedimentgneisgebiet des Grau liegt vollständig im Eruptivgneis eingeschlossen, der es in größerem und

kleinerem Maßstab durchdringt und so zum Teil Mischgneise aus ihm schafft. Das Auftreten des Pegmatits in der Scholle am Susten, das nur auf den umhüllenden Eruptivgneis zurückgeführt werden kann, bestätigt diese Ansicht.

Ein Vergleich mit den Mischgneisen des Schwarzwaldes zeigt, daß auch hier weitgehende Ähnlichkeiten bestehen. (Vgl. hierzu SCHWENKEL (Lit. 43) und eine in nächster Zeit erscheinende Arbeit von HAFFNER.)

#### 4. Amphibolite.

In den meisten Gneisgebieten finden sich als Einlagerungen in wechselnder Anzahl und Mächtigkeit Gesteine (eruptiver oder sedimentärer Entstehung), deren gemeinsamer Charakter ein hoher Gehalt an Hornblende ist, und die deshalb als Amphibolite bezeichnet werden. Sie fehlen auch den Erstfelder Gneisen nicht und kommen sowohl in den Eruptivgneisen als auch in den Sedimentgneisen vor. Es seien im folgenden zwei Typen beschrieben.

Der erste Typus stammt aus dem Erstfelder Tal und ist als Plagioklasamphibolit zu bezeichnen. Plagioklas (von der chemischen Zusammensetzung des Oligoklas) übertrifft die übrigen Mineralien an Quantität. Zwillingsbildung nach Albit- und Periklingesetz ist allgemein verbreitet; selten werden von dem Mineral eigene Krystallflächen ausgebildet. Häufig finden sich die bekannten rundlichen Quarzkörner im Feldspat eingeschlossen; sonst kommt wenig freier Quarz vor. Mit dem Feldspat eng verbunden ist die Hornblende. Sie ist meist in unvollkommenen Krystallen im Feldspat eingewachsen; gewöhnlich sind nur die Krystallflächen des Prismas ausgebildet. Die Hornblende ist schwach pleochroitisch ( $\alpha$  = schwach gelblich,  $\beta$  = grünlich,  $\gamma$  = hellbraungrün) und weist Auslöschungsschiefen bis zu  $12^\circ$  auf. Biotit findet sich häufig in krystallographischer Orientierung nach den Prismenflächen in Hornblende eingewachsen. Meist ist er schon weitgehend chloritisiert und durch Ausscheidungsprodukte verunreinigt. Apatit, Zirkon und Eisenerze vervollständigen den Mineralbestand des Gesteins.

Scharf davon unterschieden ist ein zweiter Typus, ein Gestein von Silenen, das aus Sedimentgneisen stammt. Es ist fast schwarz, sehr dicht und kolossal zähe. Hornblende und Biotit sind schon makroskopisch zu erkennen. U. d. M. zeigt sich, daß Hornblende den Hauptbestandteil des Gesteins bildet. Sie erscheint jedoch nicht in größeren zusammenhängenden Krystallen, sondern als ein Haufwerk sehr kleiner Körner und Prismen. Der Hornblende kommt an Quantität der Quarz

nicht ganz gleich. Zwischen beiden Mineralien bestehen innige Verwachsungen: bald scheint Hornblende in Quarz eingewachsen, bald Quarz in Hornblende, die Struktur des Gesteins ist also „diablastisch“. Außer Hornblende und Quarz kommt noch Biotit vor, meist in Aggregaten von mehreren Blättchen. Er schließt spärliche Eisenerze (Magnetit) ein.

Nach dem Mineralbestand zu schließen, muß das Gestein sedimentären Ursprungs sein; nach den Hauptgemengteilen ist es als Quarzamphibolit zu benennen.

### 5. Abzweigungen eines granitischen Magmas im Gebiet der Erstfelder Gneise.

Zum Schluß sind noch Gesteine aus dem Erstfelder Gneisgebiet zu erwähnen, die streng genommen nicht in den Verband der Gneise gehören; sie sind jünger als diese. Hierher zählen der von STAUB zuerst erwähnte „Granitstock“ von Erstfeld, der von einem Quarzporphyr begleitet ist, sowie gewisse von SAUER im Erstfelder Tal aufgefundene basische Ganggesteine (Minette, Gangporphyrit, Orthophyr). Bei dem „Granitstock“ STAUBS handelt es sich zweifellos um einen Gang von Granitporphyr, der auf ein in der Tiefe verborgenes granitisches Magma hinweist. Auch die Ganggesteine SAUERS deuten darauf hin; als Gangfolge eines Eruptivgneises sind solche Gesteine noch nicht bekannt geworden.

Durch diese Erscheinungen wäre eine weitere Analogie zwischen Schwarzwald und Erstfelder Gneisgebiet festgestellt. Auch dort wird ja das Gneisgebirge regelmäßig von Granitporphyrhängen durchbrochen, die meist der varistischen Streichrichtung SW—NO folgen; auch Gänge basischer Ganggesteine (Minette) im Gneis sind aus dem Schwarzwald bekannt geworden.

Das Granitmagma, auf welches diese Ganggesteine als magmatische Differenzierungen zurückzuführen sind, ist ohne Zweifel das des Innertkirchener Granits, das weiter nach W an die Oberfläche tritt.

Es sei hier noch die Beschreibung einer typischen Minette aus dem Erstfelder Tal angefügt, die von SAUER an mehreren Stellen im Gehängeschutt gefunden wurde.

Das Gestein ist feinkörnig und glimmerreich, von sehr dunkler Färbung. Die Untersuchung im Dünnschliff läßt alle Eigentümlichkeiten erkennen, die für dieses lamprophyrische Ganggestein so charakteristisch sind. Den Hauptbestandteil bildet ein länglich leistenförmiger Feldspat, der häufig Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz aufweist. Jedenfalls handelt

es sich um Orthoklas. — Quarz ist sehr selten. Dem Feldspat folgt an Menge der Biotit, der zum Teil in kleinen Schüppchen zwischen den Feldspäten liegt, jedoch auch größere Krystalle ausbildet. Diese zeigen in schöner Weise die charakteristischen Eigenschaften des Biotits in derartigen Gesteinen: zonare Struktur (außen dunkler, d. h. eisenreicher als innen) und randliche Zerlappung. Mit Biotit zeigt sich oft Pyrit verwachsen. — Recht häufig ist ein farbloser Augit, der jedoch meist schon der Zerstörung anheimgefallen und nur noch in Überresten zu sehen ist. Er wandelt sich in Chlorit um, und auch der reichlich vorhandene Kalkspat muß zum Teil auf Rechnung des Augits gesetzt werden. Apatit in langen dünnen Nadelchen ist sehr häufig.

Durch die beschriebenen Eigenschaften wird das Gestein als typische Augit-Minette charakterisiert, d. h. als basisches Spaltungsprodukt eines granitischen Magmas.

#### IV. Allgemeines über die Erstfelder Gneise.

Schon bei der Beschreibung der einzelnen Gneistypen wurde auf ihre enge Verwandtschaft mit Schwarzwaldgesteinen hingewiesen. Es mögen diese Analogien noch einmal im Zusammenhang dargestellt werden.

Der großglimmrige Biotitgneis des Erstfelder Gebiets entspricht dem normalen Schapbachgneis des Schwarzwalds. Gebänderte und gefaltete Varietäten finden ihr Analogon in den „Schlierengneisen“ der Feldberggegend und des Kinzigtals. Von Granuliten wurde ein Sillimanitgranulit gefunden, der sein Gegenstück in der Kinziggegend findet. Die feinkörnigen Sedimentgneise des Erstfelder Massivs sind den Renghneisen des Schwarzwalds gleichzustellen. Auch in ihnen finden sich Kalksilikateinlagerungen, die denen des Schwarzwalds auffallend gleichen. Neben Eruptiv- und Sedimentgneisen treten in beiden Gebieten Mischgneise auf. Die Amphibolite weisen sehr ähnlichen Habitus auf.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Übereinstimmung des Erstfelder Gneiskomplexes mit dem des Schwarzwaldes für den Kenner beider Gebiete eine ganz überraschende ist. Nach der Aussage von Herrn Dr. SCHWENKEL könnte man bei jedem meiner in der Erstfelder Umgebung gesammelten Handstücke irgendeinen Ort im Schwarzwälder Grundgebirge nennen, wo derselbe Typus vorkommt. Was dies bedeutet, versteht der, der schon verschiedene Gneismassive kennen gelernt hat. Die Typen krystalliner Schiefer, wie sie uns etwa der Schwarzwald, das Erzgebirge, der Böhmischo-Bayerische Wald oder irgendein alpines Gneisgebiet (z. B. der Simplon).



bieten, sind alle unter sich verschieden; für jedes Gneisgebiet sind gewisse Gesteine charakteristisch, die sich in einem andern nicht vorfinden. Nie ist z. B. im Schwarzwald ein Gneis nachgewiesen worden, der etwa an den Cordieritgneis des Bayrischen Waldes erinnern würde. — Daran ändert auch eine gleiche Entstehung zweier Gesteine nichts. Genetisch ist der Eruptivgneis des Schwarzwalds dem Eruptivgneis des Erzgebirges gleichzustellen: es sind primär parallel struierte Eruptivgesteine. Trotzdem lassen sie sich sehr gut unterscheiden, es sind verschiedene Typen. Wenn nun eine derartig vollkommene petrographische Übereinstimmung aller, nicht bloß einzelner Glieder besteht wie zwischen Erstfelder Gneisen und Schwarzwaldgneisen, so ist der Schluß zwingend, daß es sich hier um verschiedene Teile eines und desselben Gneismassivs handeln muß. KÖNIGSBERGER (Lit. 25) spricht die Ansicht aus, der Erstfelder Orthogneis „entspreche genetisch dem Eruptivgneis des Schwarzwalds, des Erzgebirges und anderen Orthogneisen“. Es ist auf Grund der überraschenden Ähnlichkeit beider Gneisgebiete erlaubt, weiter zu gehen und zu sagen: Das Erstfelder Gneismassiv ist mit dem des Schwarzwalds identisch, nach einer Unterbrechung durch Sedimentbedeckung tauchen hier bei Erstfeld wieder echte Schwarzwälder Gneise empor.

Über die Entstehung des Schwarzwälder Gneisgebirges hat in letzter Zeit nach SAUER (Lit. 37) und ROSENBUSCH hauptsächlich SCHWENKEL gearbeitet (Lit. 43). Nach ihm wäre der Gang der geologischen Ereignisse im Schwarzwald der folgende: Jedenfalls in präcambrischer Zeit dringt ein Magma (der Schapbachgneis) in einen Sedimentkomplex ein, den es durch und durch metamorphosiert (Renchgneis). Randlich findet eine intensive gegenseitige Durchdringung, die Bildung von Mischgneisen, statt. Das eruptiv eindringende Magma erstarrt mit paralleler Anordnung seiner Gemengteile, was auf eine Art von Fließbewegung im Magma zurückzuführen ist. Granulite und gewisse Pegmatite stellen Spaltungsprodukte des Gneismagmas dar.

SCHWENKEL weist außerdem ausführlich nach, daß der mittelcarbonische Granit den Gneis bereits so vorfand, wie er uns auch heute noch vorliegt. Von einer Bildung von Injektionsgneisen durch den Granit kann demnach keine Rede sein.

Diese Anschauungen möchte ich auf die Erstfelder Gneise übertragen. Leider ist es hier nicht in demselben

Maße möglich, genetische Studien zu treiben wie im Schwarzwald. Künstliche Aufschlüsse, die frisches Material liefern würden und einen Einblick in die Natur der eruptiven Vorgänge gewähren könnten, wie dies bei den Steinbrüchen des Schwarzwaldes so schön der Fall ist (vgl. die ungewöhnlich günstigen Aufschlüsse im Kinzigtal!), fehlen fast vollständig. Was über die geologischen Verbandsverhältnisse der einzelnen Gneistypen festgestellt werden konnte, ist ungefähr folgendes: Eruptivgneis und Sedimentgneis wechseln miteinander ab. Zunächst treten beim Auftauchen der E. Gn. Eruptivgneise auf; dann folgen im Profil des Reußtals feinkörnige Sedimentgneise, die aber wieder von Eruptivgneisen abgelöst werden. So konnten z. B. bei Bristen wieder Eruptivgneise von normalem Typus, allerdings durch Gebirgsdruck etwas verändert, gefunden werden. Auch die Arbeiten am Stausee auf dem Arni lieferten schönes Material von Eruptivgneisen. Das Erstfelder Tal liegt der Hauptsache nach in Eruptivgneisen; auch der Krönte ist aus ihnen aufgebaut. Dazwischen liegen die typischen Sedimentgneise des Grau, die deutlich Beeinflussung durch eruptives Material zeigen. Am Sustenpaß fanden sich die beschriebenen Kalksilikatlagen in Sedimentgneis; das Ganze schwimmt als riesige Scholle im Eruptivgneis. Hier wird es uns auch klar, daß es in erster Linie der Eruptivgneis selber war, der die Sedimente metamorphosierte und je nach der chemischen Zusammensetzung des vorgefundenen Materials Sedimentgneise oder Kalksilikatfelse daraus erzeugte.

Diese Beobachtungen stimmen mit den Verhältnissen des Schwarzwaldes überein und lassen es als das gegebene erscheinen, die angeführten Anschauungen über die Entstehung des Schwarzwälder Gneismassivs auch auf die Erstfelder Gneise zu übertragen. Nichts spricht dagegen.

Dieselben Ansichten vertritt im allgemeinen KÖNIGSBERGER (Lit. 25). Auch er läßt den Orthogneis eruptiv in eine Sedimentmasse, die „Sericitgneise“, eindringen und konstatiert zwischen beiden Gesteinen dasselbe Verhältnis wie zwischen Schapbach- und Renchgneis. Ich möchte dabei nur dem widersprechen, daß der Eruptivgneis in die „Sericitgneise“ eingedrungen sei. Dieser Typus wurde erst durch die tertiäre Gebirgsbewegung geschaffen, wie später des näheren ausgeführt werden soll. — Für das Alter des Erstfelder Orthogneises möchte KÖNIGSBERGER wie für die andern Eruptivgneise Mitteleuropas Devon oder Untercarbon ansetzen. (Eine Begründung dieser Ansicht findet sich in Lit. 27.) Eigentlich kann über die E. Gn. nur das aus-

gesagt werden, daß sie älter als das Carbon des Wendenjochs sein müssen, in dem sie als Gerölle auftreten. SCHWENKEL macht für den Schwarzwaldgneis präcambrisches Alter wahrscheinlich. Da die E. Gn. den Gneisen des Schwarzwaldes gleichzusetzen sind, wäre auch für sie dieses Alter anzunehmen.

Neuerdings (1911) erschien nun von W. STAUB eine Beschreibung der Erstfelder Gneise, die zu einer ganz andern Auffassung des Komplexes kommt (Lit. 44). Auch STAUB konstatiert zunächst zweifellose Sedimentgneise, legt nun aber besonderen Wert auf die granitischen und aplitischen Gesteine der Umgegend von Erstfeld und schreibt ihnen, bezw. dem Magma, dem sie entstammen, die Bildung von „Mischgneisen (Injektions- und Imbibitionsgneisen)“ zu. Er beschreibt, wie von Pegmatitgängen aus Adern in das Nebengestein (den Sedimentgneis) eintreten, und versucht dann nachzuweisen, daß auch die großglimmrigen Gneise („Varietät ähnlich dem Schapbachgneis“) Mischgesteine sind, daß sie durch den Granit, bezw. Aplit, injizierte Schiefer darstellen. Der „Sedimentgneis“ hätte dazu das Substrat geliefert.

Zunächst dürfte der Beweis, der aus der chemischen Analyse geführt wird, kaum stichhalten. Der Tonerdeüberschuß (0,7 Molproz.) ist so gering, daß er nicht als beweisend für sedimentäre Beimischung angesehen werden kann. Echt granitische Gesteine können noch höheren Tonerdeüberschuß aufweisen. Daß für ein Eruptivgestein der Gehalt an Eisenoxyden und Magnesia (d. h. der Biotitgehalt) zu hoch sei, ist nicht zu begründen. Eher könnte aus der Analyse ein Gegenbeweis geführt werden. Es ließe sich zeigen, daß durch die Mischung eines aplitischen Gesteins mit dem Erstfelder Sedimentgneis (vgl. Analysen V und VI, Seite 223) kein Gestein von der chemischen Zusammensetzung des großglimmrigen Gneises (vgl. Analysen I und II, Seite 229) entstehen kann; vor allem könnte es keine derartig konstante Zusammensetzung aufweisen.

Bei der mikroskopischen Beschreibung der betr. Gneise betont STAUB: „Unter dem Mikroskop zeigen alle Dünnschliffe dieser Mischgesteine einen sehr ähnlichen Habitus.“ Dies widerspricht aber ihrer Natur; denn Mischgesteine, wie sie von STAUB supponiert werden, müssen stets außerordentlich wechselnde Strukturbilder aufweisen; je nach dem Überwiegen des sedimentären oder des eruptiven Materials werden sich abwechselnd Sediment- und Eruptivstrukturen erkennen lassen, außerdem Durchdringungs- und Resorptionsvorgänge. Zeigt

ein Gestein überall denselben konstanten Habitus, so spricht dies entschieden dagegen, daß hier ein Mischgestein vorliegt.

Um die Art und Weise der Entstehung der großglimmrigen E. Gr. zu erklären, führt STAUB folgende Beobachtungen an: Der Sedimentgneis enthält für gewöhnlich nur Chlorit statt des Biotites. Wo nun dieser Chlorit mit einem eruptiven Äderchen in Berührung tritt, wird er durch Biotit ersetzt, der Biotit also regeneriert. Die Glimmerlagen des grobschuppigen Gneises würden dann auf folgende Weise gebildet: „Das Eindringen der magmatischen Substanz erfolgt von Gängen aus in paralleler Anordnung lagenweise; die sauren Adern folgen chloritreichen Schieferungsflächen, welche sie zu Biotitaukleidungsflächen umformen.“

Darauf ist zunächst zu erwidern, daß der Sedimentgneis überhaupt keine „chloritreiche Schieferungsflächen“ aufweist, längs deren der magmatischen Substanz das Eindringen so leicht gefallen wäre (vgl. Taf. XX, Fig. 2). Oft ist die Paralleltextur dieses Gesteins mit bloßem Auge kaum erkennbar. Die sauren Adern folgen nach meinen Beobachtungen nur in seltenen Fällen der Paralleltextur des Gesteins; meist setzen sie vielfach gekrümmt und gewunden quer durch.

Dann stehen die Ansichten STAUBS über Chlorit und seine Regeneration zu Biotit auf sehr schwachen Füßen. Er schiebt die Entstehung des in den Erstfelder Sedimentgneisen vorhandenen Chlorits in die Zeit vor dem Eindringen des injizierenden Magmas. Die Biotite des Sedimentgneises (durch welchen Vorgang und wann entstand übrigens dieser „Gneis“, den STAUB voraussetzt, und den er doch wohl kaum für ein primäres Gestein hält, aus dem Sediment?) waren alle chloritisiert, ehe das Magma eindrang. Wo dieses mit den Chloriten in Berührung kam, machte es sie wieder zu Biotiten; wo wir also jetzt noch Biotit im E. Gn. finden, beweist er das Eindringen von Eruptivmaterial! Das widerspricht den in der Natur zu beobachtenden Tatsachen auf Schritt und Tritt. Schon die Angabe, daß der Biotit sich auf die Nachbarschaft der Äderchen beschränke und sich hier ansammle, stimmt weder mit der makroskopischen noch mit der mikroskopischen Beobachtung überein. In verschiedenen Dünnschliffen, die ich von derartigen Äderchen im Sedimentgneis besitze, ließ sich nirgends weder eine besondere Anhäufung, noch eine frischere Erhaltung der Biotite gegen das Äderchen hin nachweisen. Das Vorkommen von Chlorit richtet sich vielmehr nach dem allgemeinen Erhaltungszustand des betreffenden Gesteins. — Die ganze Theorie STAUBS fällt mit der Tatsache, daß die großglimmrigen

Gneise, die ja gleichartig injizierte Schiefer darstellen sollen, die gleichen Chloritisierungserscheinungen aufweisen wie die Sedimentgneise. Sie sind in beiden Gesteinen in allen Stadien zu beobachten; von beiden Gesteinen kann man aber auch Stücke mit frischem, unzersetztem Biotit finden. Dadurch charakterisiert sich die Chloritisierung als eine nachträgliche gewöhnliche Umbildung der dunkeln Glimmer. Sie geht ungemein rasch vor sich, was schon früher ausgeführt wurde (vgl. Seite 224). Daß die meisten aufgefundenen Gesteine umgewandelte Biotite enthalten, erklärt sich aus den ungünstigen Aufschlüssen und der Neigung des Gesteins mit seiner seiger stehenden Paralleltextur zu tiefgreifender Verwitterung.

Übrigens sind die feinkörnigen Sedimentgneise mit unzersetztem Biotit nicht selten. Sie einfach als „Imbibitionsgneise“ zu bezeichnen, geht unter keinen Umständen an.

Zur Stütze seiner Theorie über die Bildung der Erstfelder Gneise zieht nun STAUB noch Beobachtungen heran über die von TRUNINGER entdeckten Scholleneinschlüsse im Gasterenggranit (Kanderfirn). Hier sind im Granit riesige eckige Schollen (10—20 m mächtig, bis über 100 m Umfang) eingeschlossen, die in einem Netzwerk von Gängen und Adern eingebettet sind. TRUNINGER schildert die Verhältnisse folgendermaßen (Lit. 49, S. 49):

„Die Injektion dieser Schiefereinschlüsse mit aplitischem Material ist an den Rändern der Injektionsgneise oft bis gegen deren Mitte zu eine so intensive, daß eine vollständige Aufblätterung und Zertrümmerung des ganzen Schieferkomplexes in einzelne Schollen stattfand. Die aplitischen Intrusionen, soweit es sich nicht um größere Gänge handelt, die richtungslos das Gestein durchsetzen, erfolgen mit Vorliebe in die Schieferungsfugen und verleihen dem Gestein ein gebändertes, durch knotiges Anschwellen der Aplitadern oft augengneisartiges Aussehen.“

STAUB schreibt (Lit. 44, S. 18): „Die kantigen Schollen, die von den Gängen und Adern umschlossen und zum Teil auch durchzogen werden, bestehen aus stark gefältem, gebändertem und gestreiftem Biotitgneis vom unzweideutigen Typus der Erstfelder Gneise.“

Es entstünden also hier nach STAUB und TRUNINGER durch aplitische Injektionen in ein Sedimentgestein (die Sedimentnatur wird durch kalkige Einlagerungen bewiesen) Gesteine, die den grobschuppigen E. Gn. gleichen; damit wäre nach STAUB für die E. Gn. dieselbe Bildung durch Injektion anzunehmen.

Dieser Schluß ist jedoch übereilt, und schon die sorgfältigen Beobachtungen TRUNINGERS genügen, um seine Unhaltbarkeit nachzuweisen. Zunächst könnte es sich beim E. Gn. nicht um ein derartiges Substrat handeln, wie es hier in den Schiefen des Kanderfirns vorliegt; Kalkeinlagerungen, die einen sicheren Schluß auf Vorhandensein sedimentären Materials gestatten würden, kommen in ihm nicht vor. Daß lokal durch den Mechanismus einer Injektion Gesteine entstehen können, die äußerlich dem grobglimmerigen E. Gn. gleichen, soll nicht bestritten werden. (Jedoch würde gewiß schon die mikroskopische Untersuchung beträchtliche Unterschiede zutage fördern.) — Nun findet aber bei den Schollen eine allseitige Zertrümmerung statt, die randlich am stärksten ist. Aplitgänge, die von größeren wie die Äste von einem Baum abzweigen, durchbrechen richtungslos mit scharfer Begrenzung das sedimentäre Nebengestein. Wo dann eine Injektion in die Schichtfugen erfolgt, entstehen knotige Anschwellungen.

Diesem Verhalten widerspricht aber in jedem Punkt die geradezu langweilig einförmige Ausbildung des Erstfelder Gneises. Er ermangelt der aplitischen Zuführungsgänge; die Quarz-Feldspatlagen halten bei ihm in gleicher Breite so lange aus, als man sie überhaupt verfolgen kann; Queräste von Lagergängen, wie sie bei der Injektion in derartig dünnen Lagen vorkommen mußten, sind nicht vorhanden; knotige Anschwellungen fehlen. — Kurz, gegenüber der Vielgestaltigkeit der injizierten Schollen TRUNINGERS, die in der Mitte sogar noch Schieferhornfelse zeigen (also noch nicht einmal zur vollständigen Vergneisung gelangt sind), herrscht im E. Gn. größte Einheitlichkeit.

Vollends weist nun aber die sog. „Injektionszone“ STAUBS und TRUNINGERS keine Spur von Ähnlichkeit mit den Erstfelder „Injektionsgneisen“ auf, wie man nach der Bezeichnung doch vermuten sollte.

„Aplite treten fast ganz zurück; nur als ganz feine Adern imprägnieren sie das Gestein mit aplitischem Material. Um so zahlreicher durchbrechen dunkler gefärbte dioritische Gänge diese Zone.“ „Die Injektionsgneise dieser Zone zeigen oft rasch wechselnden Habitus; im allgemeinen sind es feinkörnige, oft hornfelsartig dichte, chlorit- (biotit-) reiche Schiefer.“ (Lit. 49, S. 51.).

Diese Gesteine gleichen aber in gar keiner Weise den E. Gn.

Der Begriff „Injektion“ wird hier im Sinne einer unregelmäßigen Durchdringung eines Sediments mit Eruptivmaterial gebraucht, während STAUB für die E. Gn. Injektion als das

„Eindringen von Magma vorwiegend in parallelen Lagen auf Schichtfugen“ definiert. (Lit. 44, S. 9, Anm. 1.).

Die einzigen Gesteine aus dem von TRUNINGER beschriebenen Gebiet, die dem E. Gn. etwas gleichen, finden sich also lokal in abgelösten, von Eruptivmaterial durchschossenen Schieferpaketen der „Assimilationszone.“ Derartige lokale Injektionen sind auch von anderwärts schon beschrieben (vgl. Erl. zu Bl. Hornberg und Schiltach, S. 30, 31; 1897). Von solchen lokalen Mischzonen aus auf die Genese eines großen Gneismassivs zu schließen, ist ein Ding der Unmöglichkeit. Vielmehr geht aus den Ausführungen TRUNINGERS klar hervor, daß es dem Gasterengranit in keiner Weise gelang, aus den vorgefundenen Sedimenten Gneise zu erzeugen, die in konstanter Ausbildung aus einem regelmäßig lagenförmigen Wechsel von grobschuppigem Biotit einerseits und einem Gemenge von Feldspat und Quarz andererseits bestehen:

Der schematische Aufbau: „Assimilationszone, Injektionszone“ für die Erscheinungen am Kanderfirn ist geeignet, irrtümliche Vorstellungen zu erwecken, die dann zu bedenklichen Konsequenzen führen, wenn man diese lokalen Verbandsverhältnisse dazu verwendet, um die Entstehung mächtiger Gneismassive zu erklären. Dazu kommt noch die erst recht hypothetische Imbibitionszone STAUBS, die auf einer irrigen Interpretation ganz gewöhnlicher Verwitterungsvorgänge beruht<sup>1)</sup>).

Auch die glatte Übertragung der Injektionshypothese auf dieselben Gneise des Schwarzwalds muß zurückgewiesen werden. STAUB sagt: „Ich möchte nur erwähnen, daß die Annahme eines getrennten Injektionsherdes für den Schwarzwald und für die nördliche Gneiszone wahrscheinlicher erscheint.“ (Lit. 44, S. 21.) SCHWENKEL (Lit. 43) weist in Übereinstimmung mit der schon früher von A. SAUER ausgesprochenen Auffassung an der Hand zahlreicher sorgfältiger Beobachtungen ausführlich nach, daß die Schapbachgneise keine injizierten Schiefer darstellen. Der Granit schließt dort Schollen dieser Gneise ein; sie können demnach nicht unter Mitwirkung des Granits entstanden sein.

Dasselbe gilt für das Verhältnis der E. Gn. zum Innertkirchener Granit (=Gasterengranit), dem STAUB die Injektion

<sup>1)</sup> Die Berufung STAUBS (Lit. 44, S. 16) auf KÖNIGSBERGER, der zu einem „ähnlichen Resultat“ gekommen sei, ist nicht statthaft. KÖNIGSBERGER erklärt den grobschuppigen Erstfelder Gneis für einen echten Orthogneis, der vermutlich die obere Randfacies eines Granits darstelle, STAUB dasselbe Gestein für einen injizierten Schiefer.

zuschreiben möchte. Es gelang mir, im Gadmental oberhalb Obermatt einen Block aufzufinden, der beide Gesteine vereint aufweist. Der Block besteht zur einen Hälfte aus Innertkirchener Granit, zur anderen Hälfte aus großglimmigem E. Gn. Der Gneis wird vom Granit eingeschlossen, ist also älter als dieser. Letzterer bildet gegen den Gneis die charakteristische pegmatitische Randfacies aus, wie sie besonders bei den Scholleneinschlüssen der äußeren Urweid in schöner Entwicklung zu beobachten ist. In ihr fanden sich schöne Turmalinaggregate. Der Gneis wird von der Randfacies des Granits quer abgeschnitten, ohne daß auch nur die Spur eines Eindringens von Magma in den Gneis zu bemerken wäre. Der Granit traf also den grobschuppigen E. Gn. bereits so an, wie er uns heute noch vorliegt.

Damit dürfte zur Genüge die Unhaltbarkeit der Injektionstheorie für die E. Gn. nachgewiesen sein. Dabei will ich nicht in Abrede stellen, daß eine lokale Beeinflussung von Sedimentgneisen durch eruptives Material stattfindet und dadurch Gesteine entstehen können, die man als Mischgneise zu bezeichnen hat. Derartige Mischgneise stimmen aber durchaus nicht mit den normalen E. Gn. überein, ja sie weichen in allen wesentlichen Merkmalen, wie gezeigt worden ist, von diesen ab. Folglich ist es unzulässig, die grobschuppigen Erstfelder Gneise als Injektions- oder Mischgneise zu bezeichnen.

#### **V. Die Zone der Sericitgneise und ihre Beziehungen zu den Erstfelder Gneisen.**

Im Süden schließt sich an die E. Gn. eine Gesteinszone an, die bis zum zentralen Granit reicht und als Zone der Sericitgneise bzw. -schiefer bezeichnet wird. Damit ist nur der äußere Habitus dieser Gesteine charakterisiert. Sicher stecken aber ganz verschiedene Gesteinstypen in dieser Zone, worauf schon SCHMIDT (Lit. 40) und HEIM (Lit. 19) hinwiesen. Es dürfte überaus schwierig sein, für alle diese Sericitschiefer und -gneise das ursprüngliche Gestein zu ermitteln. Durch einen einheitlichen Vorgang haben sie alle dasselbe Gepräge erhalten: durch den tertiären Gebirgsdruck.

Überzeugend läßt sich dies an den Porphyren dieser Zone beweisen. SCHMIDT stellte zuerst fest, daß die Sericitschiefer der sog. „Alpnofer Platten“, die von HEIM (Lit. 18) unter den Sammelbegriff „Verrucano“ gestellt worden waren, in Wirklichkeit nichts anderes sind als gepreßte Quarzporphyre. Sie erwiesen sich als identisch mit dem Wind-



gällenporphyr, der an Stellen, wo der Druck gering war (z. B. im Gewölbekern der Windgällenfalte), als solcher noch erhalten blieb, dagegen an Stellen starken Gebirgsdrucks zum Sericit-schiefer verarbeitet wurde. Auf den Porphyren der Windgälle liegen carbonische Schiefer, die petrographisch den Schichten des Ochsenstöckli (ob. Westphalien nach ESCHER und ZEILLER, Lit. 13) entsprechen. Dies ist auch bei den Porphyren des Bristenstocks der Fall, die deshalb dem Windgällenporphyr gleichgesetzt werden müssen, trotzdem sie centralmassivisch gestellt sind, also eine vollständig andere Lagerung einnehmen. Doch wies SCHMIDT auch schon auf die große petrographische Ähnlichkeit dieser Gesteine mit dem Windgällenporphyr hin. Ihr Alter ist mit großer Wahrscheinlichkeit als obercarbonisch anzunehmen (vgl. S. 292).

Es ist ein Verdienst KÖNIGSBERGERS, diese Porphyre kartographisch ausgeschieden und ihre Verbreitung verfolgt zu haben (Lit. 25, sowie Karte des östlichen Aarmassivs). Vor allem ist der Nachweis von Bedeutung, daß diese Porphyre sowohl die Unterlage des Carbons vom Bristenstock als auch des Jura von Färnigen bilden. Sie sind also beim tertiären Zusammenschub in das Centralmassiv einbezogen worden und haben bei diesem Vorgang ihre Umwandlung zu Sericit-schiefern erlitten. Damit ist aber auch festgestellt, daß die übrigen Gesteine gleichfalls durch die gebirgsbildenden Vorgänge mit ihren Begleiterscheinungen die Umprägung zu Sericitgneisen erfuhren. Es ist also nicht ganz richtig, wenn KÖNIGSBERGER den Erstfelder Orthogneis in die „Sericitgneise“ eindringen läßt. Er drang in Gesteine ein, die jetzt zum Teil als Sericitgneise vorliegen, es aber damals noch nicht waren. Außerdem stecken ja in den Sericitgneisen Gesteine, die sicher jünger sind als der Orthogneis (die Porphyre).

Den besten Aufschluß in der Zone der Sericitgneise gibt seit 1911 die neuerbaute Straße von Amsteg nach Bristen. Es sind dunkle Gesteine mit zahllosen Rutschflächen. Die Handstücke brechen leicht nach Flächen, die von glänzenden Sericithäuten überzogen sind. Vielfach ist der normale Erstfelder Sedimentgneis in dem Gestein noch gut zu erkennen. U. d. M. zeigen sich die Glimmer des Gesteins vollständig chloritisiert; Quarze und Feldspate weisen Zerbrechungserscheinungen auf; das Ganze ist von Sericit in parallelen Fasern und Strähnen durchzogen. Die Biotite sind meist in dieser Richtung auseinandergeschoben und in die Länge gezerzt. Sonst ist das Strukturbild das der Erstfelder Sedimentgneise.

Ebenso lassen sich gepreßte Eruptivgneise an der

Bristener Straße zum Teil noch als solche erkennen. Makroskopisch fallen diese Gesteine durch ihre Sonderung in Glimmerlagen mit großen Biotitkrystallen und Quarz-Feldspatlagen auf. Ein noch recht typischer Eruptivgneis konnte bei Bristen am Weg nach Frenschenberg gefunden werden. U. d. M. zeigt sich das normale Strukturbild dieser Gneise mit dem Unterschied, daß starke Zerbrechungen von Quarz und Feldspat zu beobachten sind. Hand in Hand damit gehen sekundäre Umsetzungen. Besonders bemerkenswert ist die weitgehende Umwandlung des Biotits in Epidotmineralien (Epidot und Zoisit).

Die Gotthardstraße zeigt in ihren Aufschlüssen oberhalb Amsteg gleichfalls veränderte E. Gn. Zunächst (oberhalb der Brücke) finden sich hier typische Sedimentgneise mit weißen Eruptiväderchen. U. d. M. zeigen sich die Biotite vollkommen frisch; gegenüber andern Sedimentgneisen fallen höchstens die stark undulösen Quarze auf. Wenige Schritte davon steht ein Gestein an, daß sich u. d. M. als durch und durch sericitisiert erweist. Die Biotite sind in chloritische und muscovitische Substanzen umgewandelt und in der Schieferungsrichtung auseinandergezerrt. Feldspäte liefern das Material zu den das ganze Gestein durchflasernden Sericitzügen.

Dieser häufige Wechsel, der ja für Gebiete mit starken Wirkungen des Gebirgsdrucks nicht ungewöhnlich ist, zeigt sich auch im weiteren Verlauf des Profils.

Weiter aufwärts treten Gesteine auf, die wohl auf Eruptivgneis zurückzuführen sind. Doch ist oft die Entscheidung nur schwer zu treffen, denn die mechanische Zertrümmerung schafft in den Gesteinen vollständig neue Strukturen. Im allgemeinen gewinnt man den Eindruck, daß alle Gesteine der Sericitschieferzone nördlich des Porphyrrzugs auf E. Gn. beider Typen sich zurückführen lassen. Auch Gesteine aus dem Maiental und Gorezmettlental bestätigen diese Ansicht.

Diese verschiedenen Gneise reichen an der Gotthardstraße ungefähr bis zum Schwandental, wo merkwürdige, stark verwitterte und ungemein dünnstiefernde Sericitschiefer anstehen. Die mikroskopische Untersuchung schließt es vollständig aus, daß diese Gesteine gepreßte Porphyre darstellen, als welche sie STAUB auf seiner Karte bezeichnet: es ist im Dünnschliff keine Spur einer Porphyrgrundmasse zu sehen; dagegen macht sich ein großer Biotitreichtum bemerkbar. (Umgekehrt erkennt STAUB die erst 100 m weiter oben beim Eisenbahnübergang die Straße kreuzenden Porphyre nicht als solche und kartiert sie als „stark gepreßte Sericitschiefer und schwarze Tonschiefer“.

Die Karte von KÖNIGSBERGER gibt an dieser Stelle die Verhältnisse richtig wieder.)

Bei Gelegenheit der Herstellung eines Straßenübergangs über die Gotthardbahn (ca. 100 m oberhalb der Brücke über das Schwandental) wurden nun schöne Aufschlüsse in einem Gestein geschaffen, das sich als Porphyry zu erkennen gibt. Hier quert also der Porphyryzug Bristenstock—Färnigen das Reußtal. Der Porphyry ist zum Teil stark geschiefert, oft fast papierdünn, mit sericitischen Häuten auf den Schieferungsflächen. Deutlich heben sich indessen noch, besonders in weniger gepreßten Partien, Einsprenglinge von Quarz und Feldspat aus der Grundmasse heraus. Merkwürdigerweise haben sich neben vollständig geschiefertem und gepreßtem Gestein Stellen erhalten, die vom Druck ziemlich verschont blieben. Es ist dies eine Erscheinung, die auch anderwärts bei dynamometamorphen Einwirkungen beobachtet wird und die geeignet ist, die Wiedererkennung der Gesteine zu erleichtern. Spalten mit sekundären Mineralien (Quarz und Chlorit) deuten auf regen Lösungsumsatz nach der Schieferung,

Das mikroskopische Bild eines gepreßten Porphyrys ist ungefähr folgendes: In der sehr feinkrystallinen Grundmasse ziehen sich breite Bahnen und Strähnen von Sericit hindurch. An Einsprenglingen sind Quarz und saurer Plagioklas zu beobachten. Neben der eigentlichen Grundmasse kommt noch sogenannte „unechte Grundmasse“<sup>1)</sup> vor: in der eigentlichen Grundmasse treten oft linsenförmige Partien von Quarz mit mittelgroßem Korn auf, die sich deutlich abheben und ohne Zweifel von zerpreßten größeren Quarzeinsprenglingen herühren. — Dasselbe Bild bieten die demselben Zug angehörenden Porphyre des Bristenstocks.

Auf die Porphyre folgen nun im Profil der Gotthardstraße wieder Sericitegesteine, die jedenfalls von Gneisen abzuleiten sind. Noch bei der Kapelle von Gurtnellen konnte ich Gneise auffinden, die den Erstfelder Sedimentgneisen überraschend gleichen.

Diese Gesteine werden ca. 800 m oberhalb der Brücke über den Fellitobel vom zentralen Granit (Aaregranit) abgelöst<sup>2)</sup>. Etwa 150 m unterhalb der Granitgrenze steht etwas

<sup>1)</sup> Vgl. RÜETSCH: Beiträge zur Kenntnis des Rofnagesteins (Lit. 34).

<sup>2)</sup> Die Grenze des zentralen Granits gegen die Zone der Sericitegneise ist auf der Karte von KÖNIGSBERGER unrichtig eingezeichnet. Der Zentralgranit tritt erst ca. 800 m oberhalb der Brücke über den Fellitobel an die Straße; diese ganze Strecke zählt also noch zur Sericitegneiszone. Hier muß ich der Darstellung von STAUB zustimmen, der auch gegen Gurtnellen hin nach meinen Beobachtungen die Grenze richtig angibt.

versteckt hinter Bäumen ein porphyrisches Gestein an, das ohne Zweifel die von KÖNIGSBERGER beschriebene porphyrische Randfacies des Aaregranits darstellt. Dieser Porphyr, der sehr helle, fast weißliche Farbe aufweist, führt Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas und Mikroklin. Daneben kommen ziemlich zahlreiche dunkelgrüne Biotitschüppchen vor. Diese besondere Varietät des Biotits sowie der Mikroklin sind Mineralien, die für den Zentralgranit charakteristisch sind und nie in den E. Gn. oder den Segn. gefunden wurden. Sie sprechen m. E. für die Abstammung des Porphyrs vom Zentralgranit.

Von größter Bedeutung wäre es nun, zu untersuchen, ob beide Porphyre der Gotthardstraße vom gleichen Magma abstammen. KÖNIGSBERGER behauptet den Zusammenhang des Porphyrs vom Bristenstock mit dem Zentralgranit am Tscharl (Lit. 24, S. 867). Damit wäre bewiesen, daß auch der Zentralgranit carbonisches Alter besitzt.

Am Aufbau der Sericitgneiszone sind also hauptsächlich umgewandelte Gneise und Porphyre beteiligt. Da das Besondere dieser Gesteine in ihrer mechanischen Beeinflussung zu suchen ist, die ihnen den einheitlichen Charakter als „Sericitgneise“ bzw. -schiefer“ verlieh, so läßt sich die von SAUER (Lit. 38) gebrauchte Bezeichnung einer Quetschzone<sup>1)</sup> wohl rechtfertigen.

Es ist der prägnante Ausdruck für die Tatsache, daß zwischen dem Zentralgranit, der nur wenig kataklastische Phänomene erkennen läßt, und den Erstfelder Gneisen, die fast vollständig frei von Druckerscheinungen blieben, eine Zone liegt, in der sich die mechanischen Druckkräfte in großartiger Weise ausgelöst haben.

## B. Der Innertkirchener Granit.

### I. Geschichtliches.

Das Gestein von Innertkirchen wurde von STUDER in seiner Geologie der Schweiz (1853) zum erstenmal in den Kreis wissen-

<sup>1)</sup> Von KLEMM (Lit. 22, IV) ist der Ausdruck „Quetschzone“, wie ihn SAUER auch für analoge Gesteine des Grimselprofils gebraucht, mißverstanden worden. Er verstand darunter eine Überschiebungsbreccie. Dieser Irrtum wurde jedoch inzwischen schon von ESCHER (Lit. 13, S. 70) berichtigt. Auch KÖNIGSBERGER scheint etwas anderes als SAUER unter der „Quetschzone“ zu verstehen, nämlich die Mylonitisierung der E. Gn. unter der Sedimentdecke (Lit. 24, S. 859). Eine „Quetschzone“ im Sinne ROSENBUSCHS, der diese Bezeichnung einführte, ist eine Zerpressezone im Gesteinskörper, die sich unter hohem Druck und daher ohne Lösung des Zusammenhangs gebildet hat.

schaftlicher Betrachtung gezogen. Er hält es für identisch mit dem Granit des Gasterentals und erklärt die merkwürdigen Kontaktverhältnisse mit dem Hochgebirgskalk damit, daß ein halbweiches, nicht sehr heißes Granitmagma den Kalk eingewickelt habe. Es würde nach ihm also ein primärer Eruptivkontakt zwischen krystallinem Gestein und Sedimenten vorliegen. Ersteres bezeichnet er als „Gneis“ oder „unvollkommenen Granit“, d. h. er hält es für ein parallel struiertes Eruptivgestein.

Weitere Untersuchungen über die hochinteressante Geologie jener Gegend führte BALTZER aus. Er weist in seinem 1880 erschienenen glänzenden Werk „Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland“ (Lit. 1) überzeugend nach, daß es sich bei den komplizierten Verhältnissen des Kalkkeils an der Jungfrau, den Gneiskeilen des Gstellihorns, dem Pfaffenkopfkeil usw. nicht um Eruptivkontakt, sondern um mechanische Verfaltung und Verknetung handelt. Den „unvollkommenen Granit“ STUDERS bezeichnet er als „Gneis“ mit primärer Schichtung, zu der oft noch sekundäre Schieferung hinzutrete. Dadurch könne u. U. die eigentliche Schichtung vollständig verwischt und unkenntlich gemacht werden. 1888 gibt dann BALTZER (Lit. 2) eine genauere petrographische Beschreibung der Gesteine der „nördlichen Gneiszone“ und unterscheidet hier zwei Haupttypen von Gneis: 1. Muscovit- bzw. Sericitgneis, 2. biotitführende Muscovit- und Sericitgneise. Die Biotitgneise hält er für untergeordnete Massen. BALTZER ist sich der Unvollkommenheit dieser Einteilung wohlbewußt; er betont die Kompliziertheit des ganzen Komplexes und erklärt sich für außer stande, irgend etwas über die Genese der „Gneise“ auszusagen. Er redet wohl gelegentlich von „granitischer Textur“ des Innertkirchener Gneises, ist aber doch eher geneigt, ihn für sedimentär zu halten.

Es gelang nun zuerst SAUER (1893), die eruptive Natur des Gesteins durch die Auffindung fremder Einschlüsse im „Gneis“ nachzuweisen. Später (1900, Lit. 38) führt er aus, daß der Gneis von Innertkirchen ein echt granitisches Gestein darstellt, das jedoch auch gneisähnlichen Habitus annehmen kann: durch Druckschieferung werden aus dem Granit muscovit- und sericitführende Gneise und schließlich grünlich-graue Schiefer erzeugt; außerdem existieren noch untergeordnet primär parallel struierte (also gneisähnliche) Abänderungen des granitischen Gesteins.

HUGI hält (1906, Lit. 20) an der eruptiven Entstehung des „nördlichen Gneises“ fest, sucht nun aber im Gegensatz zu

BALTZER und SAUER wieder einen eruptiven Kontakt von „Gneis“ und Kalk zu beweisen, ohne daß es ihm recht gelänge. Den „nördlichen Gneis“ erklärt er für eine Randzone des Zentralgranits.

Neuerdings wies nun schließlich TRUNINGER (1911, Lit. 48 und 49) nach, daß der Gasterengranit mit dem „Gneis“ von Innertkirchen identisch sei; er gebraucht von neuem die schon von SAUER angewandte Bezeichnung „Innertkirchener Granit“.

## II. Verbreitung des Innertkirchener Granits.

Der Innertkirchener Granit (I.Gr.) findet sich am besten gerade bei diesem Ort aufgeschlossen. Besonders die Grimselstraße und die neue Steige ins Urbachtal geben in ihren Anschnitten gute Gelegenheit, das Gestein zu studieren. In verhältnismäßig schmaler Zone folgt der Granit der wunderschön aufgeschlossenen Grenze gegen die Sedimente. Er bildet gegen O die Sohle des Gadmentals und läßt sich bis zum Wendengletscher verfolgen. Die günstigen Schneeverhältnisse des Jahres 1911 gaben mir Gelegenheit, den I.Gr. auch noch im Gebiet des Wendengletschers selbst nachzuweisen. An einer Stelle, die etwa 3 mm links des W von „Wendenjoch“ der der Siegfriedkarte 1:50000, Blatt Wassen, liegt, kamen infolge starken Rückgangs des Schnees Felsen heraus, die nach Angabe des Führers noch nie sichtbar gewesen waren. Sie zeigten typischen I.Gr. mit Scholleneinschlüssen. Außerdem konnte ich Stücke von I.Gr. in den Geröllen des Firnalpelibachs bei Herrenrüti im Engelberger Tal feststellen. Der I.Gr. muß also auch auf der östlichen Seite des Wendenjochs anstehen. Leider war es mir infolge schlechter Witterung nicht möglich, das Anstehende aufzusuchen. Bei Goldboden steht bereits E. Gn. an, und schon im Grassenbach konnte kein I.Gr. mehr gefunden werden. Der I.Gr. zieht sich also unter Titlis und Wendenjoch in nächster Nähe des Wendenjochcarbons durch, um auf der Ostseite noch auf kleiner Fläche hervorzutreten, dann aber von den E. Gn. abgelöst zu werden. Diese Verhältnisse sind für die Deutung des Wendenjochcarbons überaus wichtig.

Was die Breite der Zone anbetrifft, in der der I.Gr. zutage tritt, so läßt sich deutlich zeigen, daß sie nach O zu schmaler wird. An der Grimselstraße erscheint sie am breitesten (ca.  $4\frac{1}{2}$  km); sie reicht ungefähr bis „Auf der Weid“ (ca. 800 m unterhalb der Bodenbrücke). Im Tal des Triftwassers befindet man sich bis kurz unterhalb Triftalp im I.Gr. (Breite ca.  $3\frac{1}{2}$  km). Geht man von Gadmen die Sustenstraße aufwärts,

so verläßt man den I.Gr. nach den oberen Kehren von Feldmoos. Gegen das Wendenjoch hin wird die Zone des I.Gr. immer schmaler; erst im O des Wendenjochs verschwindet er ganz. — Natürlich sagen die angeführten Zahlen nichts über die tatsächliche Ausdehnung des I.Gr., der ja nach N zu unter der Sedimentdecke verschwindet.

Geht man von Innertkirchen aus das landschaftlich wunderschöne Urbachtal aufwärts, so führt der Weg bis oberhalb Schrättern durch I.Gr. Am Gstellhorn wurde er hier auf die bekannte, von BALTZER beschriebene Weise mit dem Sedimentmantel verknütet. Weiter nach W reichen meine Beobachtungen nicht. Da TRUNINGER (Lit. 48 und 49) die Identität von Gasterengranit, „nördlichem Gneis“ (von der Jungfrau bis zum Dossenhorn) und I.Gr. nachwies, so würde sich also dasselbe Gestein bis zum Gasterental verfolgen lassen, um hier unter den Kalkmassen des Balmhorns zu verschwinden.

### III. Petrographische Beschreibung des Innertkirchener Granits.

Der I.Gr. stellt in seiner typischen Ausbildungsform ein graues, mittel- bis feinkörniges granitisches Gestein dar. Als Gemengteile sind ein schwärzlich-brauner Glimmer, weißer Feldspat und fettglänzender Quarz schon makroskopisch erkennbar. Im allgemeinen herrscht richtungslos körnige Struktur vor; hie und da (besonders in der Nähe von Scholleneinschlüssen) findet sich aber auch eine schwache Paralleltexur des Gesteins ausgebildet: die sonst regellos orientierten Glimmerblättchen ordnen sich in einer bestimmten Richtung an; Lagenbildung findet hierbei nicht statt. Es handelt sich also nur um eine lokal auftretende primär parallel struierte Facies des Granits.

Häufiger sind andere Gesteine, die einen sehr charakteristischen blaugrünen Farbenton aufweisen. Die Ursache dieser Färbung ist ein dunkelgrünes, weiches Mineral, das sich als Pinit zu erkennen gibt. Er tritt oft in sehr beträchtlicher Menge auf und verleiht dann dem Granit jenes bezeichnende Aussehen. Hie und da zeigt der Pinit sechsseitige Querschnitte und rechteckige, fast quadratische Längsschnitte. Er stellt also eine Pseudomorphose nach Cordierit dar, der in kurzen sechsseitigen Prismen krystallisiert. Durch unregelmäßiges, bald gehäuftes, bald spärliches Auftreten des Pinit erhalten solche Gesteine ein recht unruhiges Aussehen; manchmal tritt der Pinit auch zu Anhäufungen zusammen und verursacht große dunkelgrüne Flecken in dem grauen Gestein.

Das reichliche Vorkommen von Pinit als Pseudomorphose

nach Cordierit muß wohl auf die Resorption sedimentären Materials zurückgeführt werden. TRUNINGER stellte dieselbe Erscheinung am Gasterengranit fest.

Durch reichliche Pyritführung zeichnen sich andere Varietäten des I.Gr. aus. Ein derartiges Gestein steht z. B. an der Urbachsteige an. Auch ein Granit mit dunklen, fast schwärzlichen Feldspäten von der Mauer im Urbachtal ist noch besonders zu erwähnen.

U. d. M. zeigt sich dem Untersuchenden das typische Bild eines granitischen Gesteins mit hypidiomorph körniger Struktur (vgl. Taf. XX, Abb. 3). Erst jetzt gewahrt man aber auch die Schwierigkeit, ein mechanisch vollkommen ungestörtes Gestein zu bekommen. Selbst scheinbar unveränderte Gesteine zeigen im mikroskopischen Bild doch schon ganz erhebliche Pressungserscheinungen. Die folgende Beschreibung soll sich auf ein relativ unverändertes Gestein beziehen, auf einen Normaltypus, wie er sich etwa an der Urbachsteige dem Untersuchenden darbietet.

Der zuerst (nach Zirkon, den Erzen usw.) ausgeschiedene Gemengteil ist überall der ziemlich reichlich vorhandene Biotit. Er weist manchmal gute Krystallformen auf und besitzt mittlere Größe (Durchmesser 1—1½ mm). In frischem Zustand zeigt er kräftigen Pleochroismus (a = hellgelb, c und b = dunkel kastanienbraun). Die Resultate der Analyse sprechen für einen bedeutenden Eisengehalt des Biotits. Daß das Mineral auch einen beträchtlichen Titangehalt aufweist, beweisen (außer der Analyse) seine Zersetzungserscheinungen (s. u.). Sehr häufig zeigt der Biotit leichte Aufblätterungen und Knickungen, die auf eine mechanische Beeinflussung des Gesteins hinweisen. Nicht selten schließt der Biotit kurze, gedrungene Säulchen von Apatit als allererste Ausscheidungen ein; um kleine, hoch lichtbrechende Krystalle, die wohl zumeist Zirkon darstellen, treten pleochroitische Höfe von großem Durchmesser und recht beträchtlicher Intensität auf.

Selten ist der Biotit chemisch intakt geblieben; meist zeigt er deutliche Spuren der Umwandlung. Diese kann sich auf verschiedene Art und Weise vollziehen. Am häufigsten ist die Chloritisierung. Bei diesem Vorgang verliert der Biotit seine tief dunkelbraune Farbe; an ihre Stelle tritt ein Gelbgrün, die Polarisationsfarben sinken, und allmählich wird so der Biotit in hellgrünen, sehr schwach pleochroitischen Chlorit (Pennin) verwandelt. Bei + Nic. zeigt dieses Mineral die charakteristischen tintenblauen Interferenzfarben. Meist zehrt die Chloritisierung,



allmählich von außen nach innen fortschreitend, den Biotit auf; hie und da ergreift sie auch einzelne besondere Lamellen, auf denen sie ins Innere vordringt. Bei der Chloritisierung müssen sich Substanzen ausscheiden, die nicht oder nicht ganz in das Chloritmolekül eingehen können. Es ist dies ein Teil des Eisenoxyds sowie Titanoxyd. In frühen Stadien der Zersetzung des Biotits scheidet sich zunächst das Titandioxyd in Form des bekannten Sagenitgewebes aus. Bei weitergehender Zersetzung scheint das Sagenitgewebe nicht mehr beständig zu sein. Es verschwindet, und an seine Stelle treten schmutzige Erzausscheidungen. Bei auffallendem Licht zeigen sie fast immer den charakteristischen weißlichen Glanz und verraten sich dadurch als Titaneisen mit teilweiser Umwandlung zu Titanit. Die Ausscheidungen bleiben meistens auf den ursprünglichen Spaltflächen des Biotits und lassen so im Chlorit noch vollständig die frühere Krystallstruktur des Biotits, eventuelle Deformationen usw. erkennen. Es würde sich also um regelrechte Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit handeln. In seltneren Fällen wandern die Ausscheidungsprodukte aus dem Krystall aus und sammeln sich in der Umgebung an. Es entsteht so ein vollständig homogener Chlorit, der durch nichts mehr seine Abstammung von Biotit verrät.

Außer der Chloritisierung verfällt der Biotit noch der Ausbleichung zu muscovitähnlicher Substanz: der Pleochroismus schwindet, die Eigenfarbe sinkt bis Hellgelb, schließlich sogar bis zur farblosen Durchsichtigkeit; bei + Nic. treten die Interferenzfarben des Muscovits auf. Oft verbinden sich auch am gleichen Biotitkrystall die Umwandlungen zu Chlorit und zu Muscovit. Seltner ist die Bildung von Epidotmineralien bei der Zersetzung des Biotits.

Dem Biotit folgt in der Reihenfolge der Ausscheidung der Plagioklas. Häufig lehnt er sich mit einer Krystallfläche an eine bereits ausgebildete Fläche des Biotits. Meist zeigt er ausgezeichneten Idiomorphismus; deutlich sind an vielen Schnitten die Flächen P, M, x zu erkennen. Mit großer Regelmäßigkeit weist der Plagioklas Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz auf, selten tritt zu diesem das Periklingesetz hinzu. Bei Benutzung der Beckeschen Methode zeigt es sich, daß der Plagioklas immer schwächere Lichtbrechung als Quarz besitzt. Die Auslöschungsschiefe ist auf Spaltblättchen nach M ca.  $+3^{\circ}$ , auf P im Mittel  $+13^{\circ}$ . Es liegt also ungefähr Oligoklas-Albit vor. Damit steht die chemische Analyse des Gesteins in Übereinstimmung.

Orthoklas, der sich nach dem Plagioklas ausscheidet, tritt zwar in geringerer Individuenzahl auf als dieser, bildet

aber viel größere Krystalle aus und wird wohl an absoluter Quantität den Plagioklas überwiegen. Er zeigt keine Zwillingsbildung; Mikroklingitterung wurde nie beobachtet. Dagegen kommen sehr regelmäßig Mikroperthitbildungen vor; der Orthoklas ist oft geradezu durchflochten von höher lichtbrechenden Albitschnüren. Recht häufig sind Einschlüsse von kleinen Plagioklas- und Quarzkörnern.

Quarz erweist sich deutlich als letzte Ausscheidung. Er führt reihenförmig angeordnete Einschlüsse, die zum Teil als Flüssigkeitseinschlüsse zu erkennen sind. Meist ist schon undulöse Auslöschung oder Zerfall in optisch verschieden orientierte Felder eingetreten. Überall verbreitet sind die schon erwähnten Einschlüsse rundlicher Quarzkörner im Feldspat. Während sie im Plagioklas noch etwas seltener sind, treten sie im Orthoklas mit großer Regelmäßigkeit auf. Es sind rundliche bis längliche Körner, die in günstigen Fällen die Form eines Dihexaeders zeigen.

Während der Plagioklas krystallisiert, beginnt auch schon die Ausscheidung des Quarzes; kleine Körner dieses Minerals können infolgedessen vom Plagioklas eingeschlossen werden. In einem späteren Stadium, wenn die Bildung des Plagioklas zu Ende ist, der Orthoklas sich aber noch ausscheidet, geht auch die Krystallisation des Quarzes schon stärker vor sich; der Orthoklas wird infolgedessen mehr Körnereinschlüsse von Quarz aufzuweisen haben als der Plagioklas. Mit Hilfe dieser Einschlüsse läßt sich also gut die Krystallisationsfolge des Gesteins in ihren einzelnen Phasen feststellen.

Außer diesen Hauptgemengteilen findet sich als sehr weit verbreiteter Nebengemengteil der Pinit. U. d. M. zeigt sich, daß wohl kaum je etwas von der ursprünglichen Cordieritsubstanz übrig blieb. Einschlüsse von stark zersetztem Biotit im Pinit sind häufig. Bei + Nic. läßt sich erkennen, daß das Mineral ein feinfilziges Aggregat allerkleinster, gleich orientierter Muscovitschüppchen darstellt. Hie und da treten an ihre Stelle grobblättrige Aggregate, die dann (nach GAREISS) eher als Gigantolith zu bezeichnen wären.

Wo Pinit vorkommt, und nur in diesen Gesteinen, stellt sich meist auch Graphit ein. Es sind kleine schwarze, intensiv glänzende Blättchen und Fäserchen mit den eigentümlich zerfaserten Umrissen. Das Auftreten mit Pinit zusammen erklärt sich ungezwungen daraus, daß beide Mineralien auf eine Resorption sedimentären Materials durch den Granit zurückzuführen sind.

Ein seltner Gemengteil ist der Turmalin. Interessant

sind die verschiedenen Farben eines Krystalls in einem Gestein von der Urbachsteige. Die eine Hälfte des Turmalins erwies sich als braun ( $\alpha$  = hellgelbbraun,  $\epsilon$  = dunkler braun), die andere Hälfte als blau ( $\alpha$  = lichtblau, fast farblos,  $\epsilon$  = hellblau). Trübe Mischfarben bilden einen kontinuierlichen Übergang von braun zu blau.

Als untergeordnete Gemengteile wären Apatit, Zirkon und Erze zu erwähnen.

Apatit findet sich meist als Einschluß im Biotit. Er bildet kurze, gedrungene Säulchen von durchschnittlich 0,3 mm Länge; es kommen jedoch auch große Apatite von 1 mm Länge und 0,5 mm Durchmesser vor. Zirkon (Monazit und Xenotim?) tritt in scharf begrenzten Prismen im Biotit auf und erzeugt hier die pleochroitischen Höfe. Erzausscheidungen im I.Gr. sind selten. Es kann eigentlich nur Pyrit festgestellt werden; er ist unregelmäßig verbreitet, kann aber dort, wo er auftritt (z. B. an einer Stelle der Urbachsteige) recht häufig sein. Hier und da läßt sich im Schliff beobachten, wie der Pyrit allmählich von Eisenoxyd ersetzt wird; es bilden sich schöne Pseudomorphosen von blutrotem Hämatit nach Pyrit.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt also mit voller Gewißheit, daß der „Gneis“ von Innertkirchen in Wirklichkeit ein typischer Granitit mit normaler Ausscheidungsfolge ist (vgl. Taf. XX, Fig. 3).

Dadurch unterscheidet sich das Gestein scharf vom Erstfelder Eruptivgneis, der infolge ausgeprägter Lagentextur keine reine Eruptivstruktur erkennen läßt. Daß es zwei verschiedene Gesteine sind, beweist schon zur Genüge die Tatsache, daß der I.Gr. den Erstfelder Eruptivgneis einschließen kann (vgl. S. 254).

Ebensowenig hat der I.Gr. mit dem Zentralgranit, dem „Protogin“, etwas zu tun. Mineralogisch charakterisiert den I.Gr. das Fehlen von Mikroklin und Epidot<sup>1)</sup>, dieser im Zentralgranit so häufigen Mineralien. Sehr bezeichnend und konstant ist der Unterschied in der Farbe der Biotite: Während der I.Gr. kastanienbraunen Biotit führt, besaßen alle von mir untersuchten Dünnschliffe von Zentralgranit einen dunkelbraun-grünen Glimmer. Pleochroitische Höfe um Zirkoneinschlüsse scheinen im Zentralgranit zu fehlen oder viel schwächer zu sein. Strukturell ist der Gegensatz beider Gesteine noch größer. Es

<sup>1)</sup> Nur ganz untergeordnet wurde Epidot als Zersetzungsprodukt des Biotits sowie als sekundäres Spaltenmineral beobachtet.

fehlen dem I.Gr. jene Eigentümlichkeiten des Zentralgranits, die jetzt fast übereinstimmend von den meisten Petrographen als das Resultat einer „Protoklase“ (bezw. „Piezokrystallisation“) gedeutet werden (BECKE, KLEMM, SALOMON, SAUER, WEINSCHENK, WEBER). Ersterer ist unter vollständig normalen Bedingungen erstarrt, letzterer unter anormalen, wie sie jedenfalls durch einen gebirgsbildenden Vorgang geschaffen wurden. Geologisch läßt sich nirgends ein Zusammenhang von I.Gr. mit dem Zentralgranit nachweisen; die Annahme, der I.Gr. sei eine Randzone des Zentralgranits (HUGI, Lit. 20, S. 450), kann also in keiner Weise als erwiesen betrachtet werden.

Dagegen ist nun höchst wahrscheinlich der Gasterengranit mit dem von Innertkirchen identisch, worauf zuerst TRUNINGER hinwies (Lit. 48 und 49). Eine Reihe charakteristischer Eigentümlichkeiten, die beiden Gesteinen gemeinsam sind, beweisen dies: Pinitführung, Einschlüsse von Schollengesteinen ähnlicher Beschaffenheit, gleiche ungestörte Erstarrungsstruktur, gleiche mineralische und chemische Zusammensetzung. Es darf deshalb wohl vorgeschlagen werden, diese Gesteine am Nordrand des Aarmassivs unter der Bezeichnung „nördlicher Granit“ zusammenzufassen.

Suchen wir außerhalb der Alpen nach einem Gestein, das sich dem „nördlichen Granit“ vergleichen ließe, so finden wir als nächstliegendes Vergleichsobjekt die Granite des Schwarzwaldes. Daß hier Zusammenhänge bestehen müssen, spricht schon SCHMIDT 1893 aus (Lit. 14, S. 48). Er schreibt: „Vor der letzten Hebung der Alpen und dem Versinken des Vorlandes lag am Nordrand des sich hebenden Gebirges ein von der mesozoischen Sedimentdecke teilweise entblößtes Grundgebirge, die Verbindung von den Alpen zum Schwarzwald darstellend. Der Granit von Gasteren wäre also als südlicher, stehengebliebener Teil dieser jungpaläozoischen Granitmasse zu denken.“ Daß der Gasterengranit (bezw. der nördliche Granit überhaupt) „eugranitische Struktur“ besitzt, die ihn „scharf von den Protoginen trennt“, erklärt sich SCHMIDT so, daß er jünger sei als der Protogin und erst nach der postcarbonischen Faltung aufgedrungen; deshalb sei er von dieser nicht mehr deformiert worden. Diese Ansicht wird sich heute kaum mehr halten lassen. Von großer Bedeutung ist es jedoch, daß also auch SCHMIDT auf Grund der Strukturen nördlichen Granit und Zentralgranit voneinander scheidet und so dazu kommt, den nördlichen Granit mit den Graniten des Schwarzwaldes zusammenzustellen.

Die chemische Zusammensetzung der in Frage stehenden Gesteine ist geeignet, obige Ausführungen zu stützen.

Analyse I: Innertkirchener Granit, Urbachsteige. Analytiker: Verfasser.

Analyse II: Gasterengranit (zitiert nach FELLEBERG, Lit 14).

Analyse III: Pinitführender Granitit von Durbach (Schwarzwald) (zitiert nach SAUER, Lit. 37) Analytiker: SAUER.

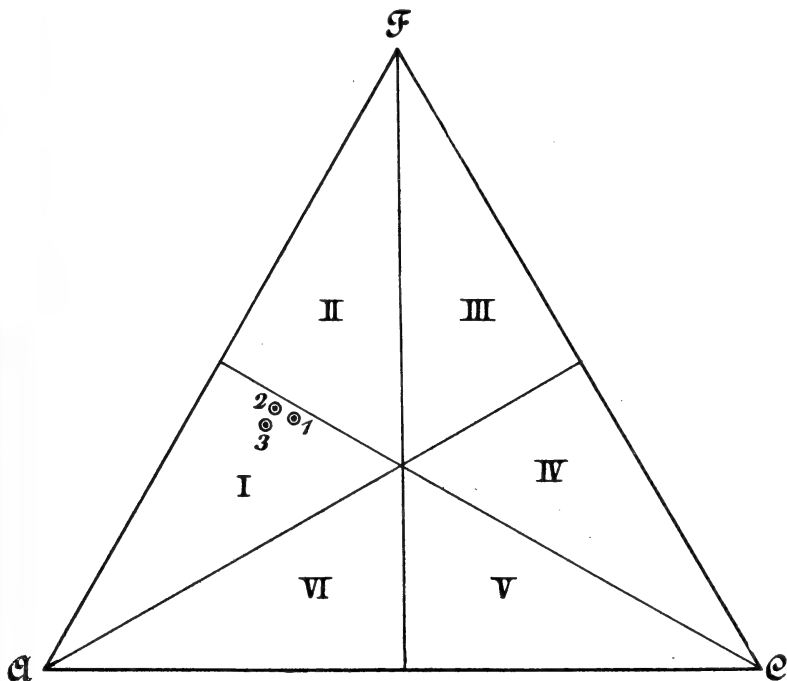


Fig. 6.

Gewichtsprocente.

	I	II	III
SiO <sub>2</sub> . . . . .	66,70	67,87	67,70
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,81		0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,62	15,96	16,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,45	1,65	5,26
FeO . . . . .	2,36	3,02	
CaO . . . . .	1,89	1,73	1,65
MgO . . . . .	0,89	1,40	0,95
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,40	4,26	5,78
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,98	3,72	3,22
Glühverlust . . . . .	2,14	0,80	
	100,24	100,41	101,14

## Molekularprocente.

	I	II	III
SiO <sub>2</sub> + TiO <sub>2</sub> . . . . .	74,83	74,25	74,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10,87	10,34	10,34
FeO . . . . .	4,22	4,15	4,31
CaO . . . . .	2,26	2,03	1,94
MgO . . . . .	1,48	2,28	1,55
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,12	2,98	4,03
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,22	3,97	3,41

## Projektionswerte nach OSANN-BECKE.

	I	II	III
s . . . . .	74,83	74,25	74,42
a . . . . .	8,9	9,0	9,7
c' . . . . .	3,1	2,6	2,6
f' . . . . .	8,0	8,4	7,7
n . . . . .	5,08	5,7	4,6
+ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> auf a + c' + f' = 20 umgerechnet	3,2	1,78	1,3

Die Übereinstimmung der chemischen Zusammensetzung aller drei Gesteine fällt ohne weiteres in die Augen. Es sind normale Granitite mit vorwiegendem Alkalifeldspat, ungefähr Typus Katzenfels (OSANN, TSCH. M. u. p. M. Bd. 19, 1900). (Typenformel:  $s_{74} a_{8,5} c_{3,5} f_8$ .)

Auffallend ist der Tonerdeüberschuß, der besonders im I.Gr. eine bedeutende Höhe erreicht. Er ist jedenfalls durch die Resorption sedimentären Materials verursacht.

## IV. Scholleneinschlüsse im Innertkirchener Granit.

Als das Gestein von Innertkirchen noch für einen sedimentären Gneis gehalten wurde, da lieferten die von SAUER 1893 entdeckten Scholleneinschlüsse zum erstenmal den sicheren Beweis, daß man es mit einem eruptiven Gestein zu tun habe.

Derartige Einschlüsse, die zuerst bei der Kirche von Innertkirchen sowie an der Grimselstraße gefunden wurden, stellen eine im I.Gr. sehr weit verbreitete, regelmäßige Erscheinung dar; alle besseren Aufschlüsse weisen sie auf. Am schönsten und lehrreichsten ist immer noch die überhängende Straßenwand bei der Äußeren Urweid; schöne Scholleneinschlüsse zeigen auch die Urbachsteige, der neuere Anschnitt der Gadmenstraße bei Hopflauen und besonders die glazial geschliffene Felsoberfläche am Aufstieg zum Wendengletscher.

Von den kleineren Schollen unterscheiden sich die bekannten Marmoreinlagerungen im I.Gr. durch größere Dimensionen. Jedoch läßt sich auch für sie die Schollennatur nachweisen. Wenn sie die größten Brocken fremden Materials im I.Gr. darstellen, so ist die Pinitführung das letzte Anzeichen

dafür, daß hier der Granit andere Gesteine in sich aufgenommen hat. In diesem Falle wäre dann vollständige Assimilation eingetreten. Bezeichnender Weise scheint die Pinitführung in der Nähe von deutlichen Scholleneinschlüssen am stärksten zu sein.

Den instruktivsten Einblick in diese Einschließungsvorgänge gewährt die Straßenwand an der Äußeren Urweid. Wir sehen hier große, bis 2 m messende Gesteinsbrocken von Granit umhüllt. Dieser nimmt gegen die Schollen hin gewöhnlich eine andere Beschaffenheit an: Er umsäumt sie in saurer, grobkrySTALLINER, glimmerarmer bis -freier Ausbildung. Hie und da findet sich noch etwas Turmalin in dieser Zone, die als pegmatitische Randfacies des Granits bezeichnet werden kann. Die großen Feldspäte weisen meist graue bis schwärzliche Färbung auf. U. d. M. zeigt sich, daß sich in der Hauptsache nur saurer Plagioklas (Oligoklasalbit) in schön idiomorphen Krystallen und Quarz als Ausfüllungsmasse an der Zusammensetzung beteiligen. Biotit kommt untergeordnet in kleinen Blättchen vor.

In weiterer Entfernung von den Schollen zeigt der Granit hie und da noch sehr ungleichkörnige Ausbildung, vor allem große idiomorphe Feldspäte, die dem Gestein granitporphyrischen Habitus verleihen.

Außerdem läßt sich noch oft eine Parallelordnung der Glimmer nachweisen. Die Orientierung der Glimmerblättchen geht parallel zu den Grenzen der Scholle; es liegt also sogenannte „umlaufende Paralleltexur“ vor. Eigentliche Lagenbildung findet nicht statt. Diese primäre Paralleltexur ist wohl am besten durch Fließbewegungen zu erklären, die das Magma um die Schollen herum ausführen mußte.

Alles in allem weist der Granit am Schollenkontakt äußerst unruhige Beschaffenheit in chemischer und struktureller Beziehung auf.

Die Schollen zeigen in der Begrenzung noch sehr gut ihre Natur als Bruchstücke eines durch magmatische Intrusion zertrümmerten Gesteinskomplexes. Die Grenzen gegen das umhüllende Magma sind nicht immer ganz scharf und bestimmt; nicht selten findet randliche Resorption und Verflößung von Bestandteilen der Schollen in den Granit statt. Häufig dringt der Granit auch in die Scholle ein und durchädert sie. Dieses Eindringen folgt zum Teil den Schichtflächen und kann sogar eine leichte Aufblätterung derselben erzeugen; ebenso häufig setzen aber die feinen aplitischen Äderchen auch quer durch. Im ganzen scheinen die Verhältnisse an der Äußeren Urweid denen am Absturz des Kanderfirns (TRUNINGER, Lit. 49)

recht ähnlich zu sein, nur daß dort noch größere und besser zusammenhängende Schieferkomplexe im Granit schwimmend gefunden werden.

Über die ursprüngliche Natur der eingeschlossenen Gesteine ist bei deren hochmetamorpher Natur nur sehr schwer etwas auszusagen. Mit Sicherheit sind einige Gesteine des Erstfelder Gneismassivs wiederzuerkennen. Schon früher (S. 254) ist erwähnt worden, daß an einem Block bei Obermatt die Einschließung von Erstfelder Eruptivgneis durch I.Gr. beobachtet wurde. Die Schollengesteine im Gebiet des Wendengletschers zeigen den typischen feinkörnigen Erstfelder Sedimentgneis. Die mikroskopische Untersuchung läßt unverändert Mineralbestand und Struktur jener Gesteine (vgl. Taf. XX, Fig. 2) erkennen. Hier muß also der I.Gr. in die E. Gn. eingedrungen sein.

Weiter nach W zu sind es andere Gesteine, die der Einschließung durch den I.Gr. unterlagen. Es sind Sedimente, die erst bei der Einschmelzung ihre metamorphe Beschaffenheit angenommen haben. Es ist im folgenden keine systematisch-petrographische Beschreibung dieser Einschlüsse beabsichtigt, diese Arbeit ist bereits von Herrn HUGI begonnen worden (vgl. Lit. 20); es sollen nur einzelne interessante Typen herausgehoben werden.

Nicht selten zeigen die Schollen eine deutliche Differenzierung in Lagen, die sich durch verschiedene Farben voneinander unterscheiden. Braune Lagen mit Biotit, grünliche mit Augit, rote mit Granat und schwärzliche mit Hornblende können miteinander abwechseln. Sie bringen die lagenweise wechselnde chemische Zusammensetzung des eingeschlossenen Gesteins zur Erscheinung.

Ziemlich häufig sind an der Äußeren Urweid Gesteine, die sich durch einen ungewöhnlichen Reichtum an Granat und Biotit auszeichnen. Diese Granatfelse zeigen u. d. M. Quarz, Feldspat und sehr viel Biotit. Das ganze ist siebartig durchsetzt von einer Unmenge kleiner Körnchen von Granat, die als Einschlüsse in allen übrigen Gemengteilen auftreten. Andere Schollen zeigen größere, krystallographisch gut ausgebildete Krystalle von Granat. Pyrit tritt fast in allen Einschlüssen in größerer oder kleinerer Menge auf.

Ein Gestein, das diesen Einschlüssen von der Urweid in vielen Punkten gleicht und jedenfalls auch einen derartigen Scholleneinschluß repräsentiert, wurde an der Sustenstraße bei



den Kehren von Feldmoos aufgefunden. Der Unterschied gegenüber dem Vorkommen der Äußeren Urweid ist der, daß das Gestein sehr stark mechanisch deformiert ist (vgl. S. 279). Infolgedessen weisen fast sämtliche Granatkrystalle längliche Umrisse auf, die dadurch entstehen, daß einzelne Teile des Krystalls, die sich nach den Spaltflächen voneinander gelöst haben, auf diesen Flächen auseinandergeschoben werden.

Ein sehr biotitreicher Einschuß von der Urweid führt neben viel Pyrit zahlreiche kurze Säulchen und Körner von hellbraunem Turmalin, der hie und da Zonarstruktur aufweist. Da auch der I. Gr. gelegentlich Turmalin führt, so darf hier wohl auf Stoffzufuhr auf pneumatolytischem Wege aus dem umschließenden Magma geschlossen werden.

Andere Einschlüsse zeigen durch ihre Mineralkombination Quarz-Feldspat-Biotit und die Paralleltextur gneisartigen Habitus. Jedoch weisen nur einzelne Lagen diese Zusammensetzung auf; in raschem Wechsel können sich hornblende- oder augitreiche Lagen anschließen. (Diese Gesteine gleichen den neben der Marmorlinse II anstehenden.) Eine Merkwürdigkeit in derartigen Einschlüssen sind stengelige Einwachungen von Quarz in Hornblende; Zoisit und Titanit sind häufige Gemengteile.

Viele Einschlüsse zeigen einen größeren Gehalt an Kalk, so daß sie als Kalksilikatifelse bezeichnet werden können. So führt ein Einschuß von der Straßenwand bei der Wirtschaft zur Inneren Urweid neben primärem Kalkspat viel Augit, Granat, Zoisit und Titanit.

Der Eindruck, den man von der Gesamtheit der beschriebenen Einschlüsse erhält, ist der, daß es sich um stark durch Eruptivkontakt metamorphosierte Schollen toniger bis kalkiger Sedimente handelt. Rein kalkige Einschlüsse größeren Stils sind die Marmorlinsen der Grimselstraße, die randlich beträchtlichen Silikatreichtum besitzen. Vielleicht lag auch manchen Kalksilikatifelsen ursprünglich reiner Kalk zugrunde, aus dem aber bei der Metamorphose durch Stoffzufuhr von seiten des Granits Kalksilikate geschaffen wurden.

Geht man von der Straßenwand mit den Scholleneinschlüssen die Grimselstraße aufwärts, so erreicht man nach ca. 250 m eine Stelle, an der vor offenbar nicht allzulanger Zeit gegraben wurde. Sieht man näher zu, so bemerkt man, daß hier eine schmale Marmoreinlagerung im Granit vorliegt (I). Ungefähr 25 m weiter, an der nächsten Straßenbiegung bemerkt man eine zweite leichte Schürfung, bei der anscheinend der gewünschte

Erfolg ausblieb, die aber wiederum einen schönen Marmor entblößte (II).

Diese Marmorvorkommen im Granit werden zuerst von BALTZER erwähnt. Er möchte sie in Analogie mit andern Vorkommnissen für abgetrennte, durch Druck marmorisierte Stücke eines Jurakalkkeils halten, ist sich aber der Schwierigkeit dieser Auffassung wohl bewußt. Er schreibt (Lit. I, S. 59): „Für die isolierten von mir nachgewiesenen Marmorbänder am Schönalphorn, am lauteren See, für den Marmor bei der Äußeren Urweid, welche alle ganz in Gneis eingeschlossen sind und keinen Übergang in gewöhnlichen Kalk zeigen, möchte ich die Möglichkeit anderer Entstehung nicht absolut in Abrede stellen. Es läßt sich ein strenger Beweis für ihre Bildung nicht führen, obwohl die Lagerungsverhältnisse die Entstehung durch Umwandlung wahrscheinlich machen.“ SAUER vertrat dann zuerst die Ansicht, daß die Marmorlinsen der Äußeren Urweid große, vom Granit eingeschlossene Schollen darstellen, die deutlich die Spuren der Kontaktmetamorphose aufweisen (Lit. 38). HUGI schließt sich dieser Auffassung an und fügt auch eine genauere petrographische Beschreibung der Marmorlinsen bei (Lit. 20).

Daran knüpft nun eine Kontroverse zwischen HUGI und SCHMIDT an (Lit. 41 und 21). SCHMIDT gibt nur für die Schollen an der Straßenwand die eruptive Einschließung zu, hält aber mit Entschiedenheit die beiden „Marmorlager“ für abgequetschte Teile des Pfaffenkopfkeils. HUGI muß demgegenüber an der kontaktmetamorphen Bildung und damit an der Schollennatur des Marmors festhalten, wobei er allerdings zugibt, daß hieraus kein Beweis für postjurassisches Alter des Granits geführt werden dürfe, da es sich ja auch um prämesozoische Kalke handeln könne. Bei dieser Sachlage wird es wohl der Mühe wert sein, etwas zur Klärung beizutragen. Es sei daher eine kurze Beschreibung der beiden Marmorlinsen gegeben.

Der Aufschluß I zeigt rechts die Berührung von Kalk und Granit. Die Spuren mechanischer Beeinflussung sind überall deutlich; sie äußern sich in einer ausgezeichneten Schieferung des Kalkes. Oben hört der Marmor schon ca. 4 m über dem Straßenniveau auf; unterhalb der Straße ist er noch festzustellen, während es HUGI nicht gelang, auch jenseits der Aare eine Fortsetzung der Linse aufzufinden. Das Gestein ist zum größten Teil ein fettig anzufühlender, grüngefleckter, geschieferter Marmor. Es fand Verwendung als Ofenstein. Die Nähe der Straße machte es unmöglich, mit dem Graben weiter in die Tiefe zu gehen, und

so mußte der Abbau bald aufhören. Die petrographische Untersuchung läßt in dem Gestein einen sehr serpentinreichen Marmor erkennen, dessen Entstehung unbedingt auf Kontaktmetamorphose zurückzuführen ist. Da merkwürdige rundliche Verwachsungen von Kalkspat und Serpentin vorkommen, so prägte Hugi sogar den Namen „Eozoon helveticum“ für das interessante Vorkommen. Daneben findet sich noch ein grobkrySTALLINER dunkler serpentinfreier Marmor vor. Bemerkenswert ist, daß das Fallen der Linse viel weniger steil ist (ca. 50° nach SO), als es für die Schieferung des Granits die Regel ist (ca. 80°).

Die Marmorlinse II zeigt etwas kompliziertere Verhältnisse. Die Schürfung entblößte den Marmor ganz gut, der sich nun in merkwürdig stotzigen Formen dem Beschauer darbietet. Das Gestein ist hier nicht serpentinhaltig, sondern ziemlich rein, nur mit vereinzelt Pyritkörnern. Die Leute, die hier nach „Giltstein“ suchten, kamen infolgedessen nicht auf ihre Rechnung. Rechts und links des Marmors tritt ein dunkles, hornfelsartiges Gestein auf, das mit einigen Schollengesteinen von der Straßwand makroskopisch und mikroskopisch vollständig identisch ist. Es erscheint gneisartig, mit lagenweise wechselnder Zusammensetzung. Dunkle biotitreiche Lagen wechseln mit grünlichen ab. U. d. M. zeigt sich die Hauptmasse des Gesteins aus rundlichen, stark sericitisierten, nicht zwillingsgestreiften Feldspatkörnern gebildet, zwischen denen Biotitblättchen liegen. Quarz fehlt fast ganz; dagegen sind kleine Körner von Titanit und Rutilnadelchen (z. T. in schönen knieförmigen Zwillingen) recht häufig. In den grünlichen Lagen kommen einzelne Körner eines farblosen Augits vor. Es handelt sich also mit höchster Wahrscheinlichkeit um ein stark metamorphosiertes toniges Sediment, das die Marmorlinse begleitet.

Rechts und links von diesem Gestein schließt sich dann der I. Gr. an, der hier ziemlich unruhiges Aussehen aufweist, z. T. primäre Paralleltexur erkennen läßt.

Links der großen Marmorlinse zeigen sich noch zwei kleinere, von denen die obere fast ganz zu einem Kalksilikatfels umgebildet ist, während die untere sich durch einen merkwürdigen grau und weiß gebänderten Marmor auszeichnet. Beachtenswert ist, daß diese beiden Linsen (besonders für die obere ist dies deutlich) fast genau senkrecht zur Hauptlinse streichen.

Nach allem Erwähnten läßt sich kein Beweis gegen die Schollennatur der beiden Marmorlinsen vorbringen. Die Größe und das lagerförmige Auftreten ist kein Gegengrund.

Man kennt z. B. aus dem Odenwald linsenförmige Einlagerungen von Marmor in Granit, die ausgezeichnet schöne Kontaktmineralien führen, und deren Schollennatur sicher festgestellt ist. Bei Auerbach ist ein ganzer Zug solcher Marmorlinsen auf 3,5 km Entfernung zu verfolgen; die größte ist 600 m lang und 45 m mächtig. Diese Maße gehen also weit über die Dimensionen der Marmorlinsen von der Grimselstraße hinaus! Interessant ist, daß auch der Marmor von Auerbach von einem anderen sedimentären Gestein begleitet ist, mit dem er gemeinsam vom Granit umschlossen wurde (vgl. Lit. 12).

Auch aus der deutlichen mechanischen Beeinflussung der Marmorlinsen läßt sich kein Beweis dafür führen, daß in dem

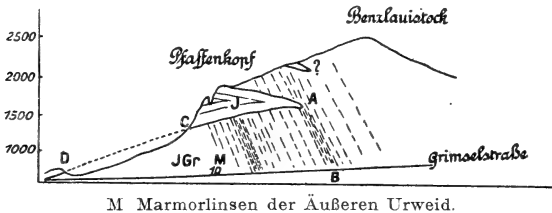


Fig. 7.

Maßstab 1 : 100 000.

Marmor abgequetschte Teile des Pfaffenkopfkeils vorliegen. Der intensive Druck, der bei der Alpenfaltung auf die ganze Masse des I. Gr. einwirkte, hat natürlich auch eingeschlossene Schollen nicht verschont. Vielleicht löste er sich in dem sonst so einheitlichen I. Gr. gerade an derartigen Stellen der Inhomogenität besonders leicht und intensiv aus, so daß dadurch so merkwürdige Verbiegungen, wie sie neben der Marmorlinse II auftreten, zu erklären wären. Dagegen zeigt die mikroskopische Untersuchung von Graniten aus nächster Nähe der Marmorlinse, daß dieselben nur mäßige mechanische Deformationen erlitten haben, keinesfalls derartige, wie sie bei einer so tiefgreifenden Einfaltung des Marmors zu finden sein müßten.

Schon die Lage der beiden „Marmorlager“ schließt übrigens eine solche Annahme aus (vgl. Fig. 7). Wenn man annehmen wollte, daß das Ende des Pfaffenkopfkeils abgequetscht und durch Bewegungen des Granits auf den Schieferungsflächen bis in die Höhe der Straße verschleppt worden wäre (längs der Linie AB), dann müßte dieser abgequetschte Kalk etwa bei Punkt B, also 1—2 km oberhalb des tatsächlichen Vorkommens anstehen. Betrachten wir, wie später genauer auszuführen sein wird, die

Fläche D—C—A als die primäre Auflagerungsfläche der Sedimente auf dem Granit, so ist nicht zu verstehen, durch welche tektonischen Bewegungen ein Stück des Sedimentmantels unter diese Fläche hätte heruntergezerrt werden können. Ein Grund gegen mechanische Einfaltung ist m. E. auch das abweichende (um 90° verschiedene) Streichen der beiden kleineren Marmorlinsen II sowie das flache Einfallen der Marmorlinse I.

Es lassen sich also gegen die Schollennatur der Marmorlinsen keine stichhaltigen Gründe vorbringen, dagegen können positive Beweise für dieselbe angeführt werden.

Wie schon erwähnt stimmt das Gestein rechts und links der Marmorlinse II vollständig mit einigen Schollen von der Straßenwand überein. Gibt man dort die Schollennatur zu, so wird man sie auch hier annehmen müssen. Die Marmorlinse wurde also nicht isoliert vom Magma des I. Gr. eingeschlossen, sondern noch mit Stücken ihres Nebengesteins, so daß wir jetzt eine zusammengesetzte Scholle vor uns haben. (Dasselbe ist, wie schon erwähnt, für den Marmor von Auerbach festgestellt worden.)

An der Straßenwand ist leicht die pegmatitische Randfacies zu beobachten, die der Granit gegen die Schollen hin ausbildet; dieselbe Randfacies konnte an der Marmorlinse II aufgefunden werden.

Schließlich liegt der stärkste und ausschlaggebende Beweis für eruptive Einschließung der Marmorlinsen in dem Auftreten zahlreicher und typischer Kontaktminerale sowie der charakteristischen Kontaktstrukturen. Eine Mineralkombination von Granat, Augit, Vesuvian, Forsterit (bzw. Serpentin) wird sich nie durch Regional- oder Dynamometamorphose erklären lassen.

Nach alledem kann es kaum mehr einem Zweifel unterliegen, daß in den Marmorlinsen der Äußeren Urweid echte kontaktmetamorphe Schollengesteine vorliegen.

Dasselbe ist mit großer Wahrscheinlichkeit bei den übrigen Marmorvorkommen der Fall. Merkwürdige Verhältnisse herrschen am Lauteren See (oberhalb Speicherbergalp). Hier ist mitten in einem ziemlich reinen Marmor unvermittelt eine Lage von Silikaten eingeschaltet, die typische Kontaktminerale aufweist. Es muß daraus auf kontaktmetamorphe Entstehung dieses Marmors und damit auch auf Schollennatur geschlossen werden. Mechanische Einfaltung im Sinne BALTZERS ist demnach ausgeschlossen. Ob dies vielleicht sogar für den ganzen „oberen

Kalkkeil“ des Pfaffenkopfs zutrifft, für dessen Verlängerung der Marmor vom Lauteren See von BALTZER gehalten wurde, wage ich aus Mangel an Beobachtungen nicht zu entscheiden.

Schwierig liegen die Verhältnisse beim Marmor von Schaftelen. BALTZER hält ihn für die Fortsetzung des Hauptkeils vom Pfaffenkopf, also für mechanisch eingefaltet und marmorisiert. Dafür würde die Tatsache sprechen, daß die größte Marmorlinse von Schaftelen in stark geschiefertem I. Gr. liegt. Jedoch sollte auch hier das abgequetschte und verschleppte Ende des Keils eigentlich weiter südlich, gegen das Trifttal hin, gesucht werden. Nur die petrographische Untersuchung kann entscheiden. Diese zeigt, daß auch die Marmorlinsen von Schaftelen Kontaktmineralien führen, allerdings nicht so zahlreich wie die Kalkschollen der Grimselstraße. Der Marmor der zweiten Linse (an der scharfen Straßenwendung oberhalb der Hauptlinse), der mechanisch kaum verändert wurde, zeigt u. d. M. kleine Körner von Granat und zwillingsgestreiftem Augit, meist in Kalkspatkrystalle vollständig eingeschlossen. HUGI erwähnt noch mehr Kontaktmineralien von dieser Lokalität, darunter auch solche, die für eine pneumatolytische Einwirkung von seiten des Granits sprechen (Lit. 20). Demnach wäre auch der Marmor von Schaftelen kontaktmetamorpher Entstehung; auch er würde eine riesige im I. Gr. schwimmende Scholle darstellen. Besonders die Hauptlinse unterlag dann bei der tertiären Gebirgsbewegung gewaltigen Druckkräften; sie liegt in einer Quetschzone des I. Gr. Dies bewirkte eine stark ausgeprägte Schieferung des Marmors, dann aber auch lebhaften sekundären Umsatz des Kalkes durch Lösungen. Die Spalten, die im benachbarten Granit aufrissen, wurden von Kalk wieder ausgefüllt, und so sehen wir den Granit der näheren Umgebung des Marmors durchzogen von zahlreichen Kalkspatadern. U. d. M. zeigt sich das granitische Gestein oft durch und durch imprägniert von sekundären Kalkspatkryställchen.

Suchen wir die allgemeine Bedeutung der Schollen zu präzisieren, so können wir uns folgende Anschauung von ihnen bilden: In diesen Schollen liegen uns die Reste eines unbekannten Sedimentkomplexes vor, in den der I. Gr. eruptiv eindrang. Dieses Gestein erscheint infolgedessen intensiv durchdrungen von sedimentärem Material, das von ihm mehr oder weniger vollständig assimiliert wurde. Der Tonerdeüberschuß und die Pinitführung des I. Gr. sind die ersten Anzeichen für sedimentäre Beimischungen. Von hier bis zu der großen, mehrere hundert Meter messenden Scholle bestehen alle

möglichen Übergänge. Der I. Gr. ist also ein Batholith im Sinn von E. SUSS, d. h. ein Intrusivkörper, der sich durch Aufschmelzen der Sedimente Platz geschaffen hat. Vielleicht ist am Kanderfirn noch der ursprüngliche Verband des nördlichen Granits mit dem zertrümmerten Sedimentdach erhalten, obgleich möglicherweise eine Verwechslung mit dem untersten Glied des autochthonen Sedimentmantels, der Arkose, in der Beschreibung TRUNINGERS (Lit. 49) stattfand. Auch STAUB wies bereits darauf hin (Lit. 44, S. 16).

Die Aufstellung verschiedener Zonen („Assimilations- und Injektionszone“ TRUNINGERS) läßt sich für den I. Gr. nicht rechtfertigen. Die Schollen sind unregelmäßig über das ganze Gebiet verteilt. Wenn es bei STAUB (Lit. 44, S. 19) heißt: „Gute Aufschlüsse von Injektionszonen treffen wir bei der Äußeren Urweid im Aaretal“, so muß dagegen Widerspruch erhoben werden. Es handelt sich nur um eine Wand mit durchaderten Scholleneinschlüssen, nicht um Injektion im engeren Sinne. Hieraus eine „Zone“ abzuleiten, ist unzulässig.

Aus diesen Ausführungen geht nun schließlich auch hervor, daß die Scholle vom Sustenpaß nicht in diesem Zusammenhang genannt werden darf, wie das von SAUER geschehen ist, der nach seiner ersten kurzen Mitteilung (Lit. 38) über das Vorkommen von Wollastonitfels am Sustenpaß geneigt war, diesen als Einschluß des I.Gr. anzusehen. In dieser Scholle wechsellagern vielmehr Erstfelder Sedimentgneise mit Kalksilikatfelsen; das Ganze schwimmt im Erstfelder Eruptivgneis, einem von I.Gr. scharf zu unterscheidenden Magma. Sie bildet also wohl ein Analogon zu den Schollen im I.Gr., besitzt aber anderes Alter. Auch liegt sie nicht in der Verlängerung der Linie Urweid—Schäftelen—Feldmoos, sondern mindestens 2—3 km südlich davon.

## V. Mechanische Deformation des Innertkirchener Granits.

Folgt man der neuen Grimselstraße mit ihren schönen Aufschlüssen von der Äußeren Urweid bis gegen Boden, so erhält man zunächst den Eindruck, durch recht verschiedenartige Gesteine zu kommen (vgl. Lit. 4, S. 342). Zuerst befindet man sich noch im typischen I.Gr.; dann folgen stark geschieferte Gesteine, die sich aber noch recht gut als Granit erkennen lassen; schließlich kommen bei dem kleinen Straßentunnel, über den ein Bach herabstürzt, grüne, fettig anzufühlende Schiefer. Nach einer kurzen Unterbrechung der Aufschlüsse steht bei der Wirtschaft zur Inneren Urweid wieder ein ziemlich unverändertes Gestein mit großen Feldspäten an, das kleine

Schollen von Kalksilikattfels führt. Sie gleichen den Einschlüssen von der Äußeren Urweid; das einschließende Gestein ist sicher I.Gr. Weiter aufwärts finden sich wieder grünliche, schiefrige Gesteine in ziemlich wechselnder Ausbildung bis ca. 200 m unterhalb der Bodenbrücke. Sie sind den weiter unten anstehenden Schiefen durchaus ähnlich.

Schlägt man nun aus dieser Reihe scheinbar verschiedener Gesteine eine Serie von Handstücken und unterwirft diese einer eingehenden Vergleichung, so findet man bald alle nur gewünschten Übergänge vom Granit bis zum grünen Schiefer. Besonders schön und auf geringe Entfernung zusammengedrängt sind diese Übergänge von km 3 bis zum Straßentunnel (ungef. bei km 3,3) zu studieren. — Es würde sich also auf der ganzen Strecke nur um ein Gestein, den I.Gr. handeln, der aber zum großen Teil in stark umgewandeltem Zustand vorliegen würde. Fragen wir nach der Art der Metamorphose, so können wir nach den Beobachtungen am Anstehenden und am Handstück keinen Augenblick im Zweifel sein, daß es in erster Linie eine Umwandlung durch Druck ist. Überall zeigt sich das Gestein von Flächen durchzogen, die durch vorzügliche Rutschstreifung ihre Entstehung durch Druck zu erkennen geben. Die Rutschstreifen beweisen zugleich, daß scherende und gleitende Bewegungen auf diesen Flächen stattgefunden haben. Die Schieferungsflächen sind alle gleich orientiert; sie treten zuerst in mäßigem Abstand voneinander auf und scharen sich schließlich immer dichter: aus dem Granit wird ein geschieferter Granit („Gneis“), schließlich ein Schiefer. Nicht selten kann man bei diesem Vorgang beobachten, wie einzelne Bestandteile des Granits (z. B. Feldspäte) in Schuppen zerpreßt und diese dachziegelartig übereinandergeschoben werden.

Mit dieser mechanischen Schieferung gehen gewisse chemisch-mineralogische Veränderungen des Gesteins Hand in Hand. Die Schieferungsflächen werden nach und nach immer dichter überzogen von grünlichen Sericithäuten, die schließlich dem Endprodukt seinen charakteristischen Habitus verleihen.

Die Ebene, nach der die Schieferung erfolgt, liegt im alpinen Streichen und fällt nach SO unter einem Winkel von  $65-70^{\circ}$  ein. Natürlich ist diese Schieferung auch für die Verwitterung und Ablösung des Gesteins von Bedeutung, und so kommt es, daß sie an den Gebirgsgraten schön heraustritt und schon von weitem gut zu erkennen ist.

Außer dieser Hauptschieferungsebene macht sich besonders an der Grimselstraße noch eine zweite geltend, die unter ca.



20—25° nach SO einfällt. Abbildung 1 auf Taf. XXI zeigt diese doppelte Schieferung des Granits im Einschnitt bei km 3. Auch weiter aufwärts gegen die Tönende Fluh hin ist diese zweite, flacher liegende Druckfläche sehr deutlich zu erkennen und oft mit wunderschönen Rutschstreifen versehen. Sie scheint jünger zu sein als die steilstehende Hauptschieferungsfläche. Die doppelte Schieferung verursacht die Erscheinung, daß Handstücke nach beiden Flächen spalten und ganz bestimmte, schief prismatische Formen annehmen.

Ähnliches, vor allem auch prachtvolle Rutschflächen, zeigt der neuere Anschnitt des Gadmentalsträßchens bei Hopflauen. (Ganz dieselben Gesteine, die wir an der Grimselstraße als Druckprodukte aus I.Gr. erkennen, finden sich am Gstellhorn, im Urbachtal, bei Schaftelen, im Trifttal unterhalb Triftalp, bei Feldmoos. Auch auf Typen von diesen Lokalitäten soll im folgenden Bezug genommen werden.)

Bringt uns so schon die Beobachtung im Freien und am Handstück zu der Anschauung, daß die Gesteine der Grimselstraße durch Druck aus I.Gr. entstanden seien, so erhebt die Untersuchung der mikroskopischen Strukturen diese Annahme zur Gewißheit. U. d. M. läßt sich die Umbildung des I.Gr. bis zum grünlichen Sericitschiefer in allen ihren Stadien verfolgen. Gesteine, die auf einer mittleren Stufe der Umbildung stehen blieben, zeigen uns den Weg, den die stärkstmorphosierten durchlaufen mußten. — Dann läßt uns die mikroskopische Untersuchung aber auch die Faktoren erkennen, die durch ihr Zusammenwirken die Umwandlung des Gesteins hervorgerufen haben.

Versuchen wir, aus der kontinuierlichen Reihe der Umwandlungsprodukte Typen herauszuheben, so können wir sie mit den Namen gepreßter Granit, geschieferter Granit, (= „Gneis“) und Sericitschiefer bezeichnen. Auch bei der mikroskopischen Beschreibung sollen im folgenden diese drei wichtigsten Stadien der mechanischen Verarbeitung des Granits auseinandergehalten werden.

Alle untersuchten Dünnschliffe des I.Gr. wiesen schon deutliche Spuren einer Pressung des Gesteins auf, und es scheint, daß ein völlig intaktes Gestein im Innertkirchener Gebiet überhaupt nicht ansteht. (Es wurde darauf zum Teil schon früher hingewiesen; vgl. S. 262.) Die beiden Gemengteile, die die Einwirkung von Druck zuerst erkennen lassen, sind Quarz und Biotit. Bei Quarz äußert sie sich zunächst in der bekannten undulösen Auslöschung. Jedoch

schon dieses erste Stadium ist relativ selten zu beobachten; meist zeigt sich der Quarz bereits in optisch verschieden orientierte Felder zerfallen, die mit einfachen Begrenzungslinien aneinanderstoßen; Sprünge lassen sich dabei nicht beobachten. Damit scheint sich die Spannung zunächst ausgelöst zu haben: die einzelnen durch Zerfall entstandenen Felder zeigen keine Undulation mehr. In späteren Stadien der Pressung setzt sich dieser Zerfall fort. Dabei tritt nun hie und da ein intensiv zackiges Ineinandergreifen der entstandenen Felder auf, das recht bizarre Formen entstehen läßt. Dazu kann sich noch eine lebhafte Undulation gesellen, die häufig in parallelen Wellen über den Krystall wegläuft und dadurch eine bestimmte Richtung des Drucks zu erkennen gibt. (Es ist diese Erscheinung nicht zu verwechseln mit der Parallelstreifigkeit des Quarzes, die erst später auftritt.)

Biotit zeigt zu Anfang leichte Biegungen und Stauchungen. Dabei lockert sich der Verband der einzelnen Lamellen, die aneinander verschoben oder aufgeblättert werden. Die Steigerung dieser Erscheinungen läßt sich deutlich verfolgen; es entstehen immer stärkere Biegungen und Zerknäuelungen.

Feldspat erleidet erst lange nach Quarz Druckdeformationen; auch er zeigt zuerst Undulation, dann Zerbrechung. Plagioklas scheint dabei erheblich spröder zu sein als Orthoklas.

Interessant ist es, wie der Pinit auf Druck reagiert. Da er ja eigentlich nur ein Aggregat feinsten Muscovitschüppchen darstellt, so ist es sehr wohl verständlich, daß es recht leicht geschieht, und daß sich der Pinit dabei annähernd plastisch verhält. Es hat oft den Anschein, als ob er in Spalten, die in seiner Nähe aufbrechen, plastisch hineingepreßt würde. Meist erzeugt der Druck im Pinit Flasern und Strähnen, die aus gleich auslöschenden Muscovitkryställchen bestehen und senkrecht zur Druckrichtung verlaufen. Auf einer ähnlichen Orientierung dieser Teilchen beruhen auch merkwürdige Mäanderbildungen im Pinit, die in einem Gestein der Urbachsteige gefunden wurden.

Schon sehr bald lassen sich u. d. M. Sprünge und Spalten im Gestein feststellen. Sie folgen zuerst noch den Grenzen, in denen die einzelnen Gemengteile aneinanderstoßen, lassen aber oft schon deutlich in ihrer Gesamtheit eine einheitliche Richtung erkennen: die Richtung normal zum wirkenden Streß. Wo ein solcher Sprung durch einen Feldspat hindurchsetzt, zeigt er sich oft durch eine Spaltfläche, also eine Fläche geringerer Kohäsion des Krystalls, abgelenkt. Dadurch wurde nun natürlich eine außerordentliche Lockerung des Ge-

steinsgefüges hervorgerufen und vor allem dem Wasser der Zugang eröffnet. Dieses konnte nun überall leicht eindringen und im Gestein seine Arbeit verrichten. Im Zusammenhang damit stehen die chemischen Veränderungen der Gesteinskomponenten. Sie sind also nicht als direkte Wirkungen des Druckes zu denken, in dem Sinne, daß der Druck die chemische Reaktion veranlasse. Sie sind vielmehr nur sekundäre Wirkungen des Druckes: das Gestein wird durch ihn aufgelockert, so daß die chemisch wirksamen Agenzien eindringen können. Auch an den einzelnen Mineralien ist ihnen durch Zerbrechungen und Aufblätterungen der Angriff erleichtert.

Dies gilt z. B. von der Bildung von Chlorit aus Biotit. Sehr häufig ist ein Zusammenhang zwischen Chloritisierung des Biotits und Stärke der mechanischen Beeinflussung zu erkennen. Am aufgeblätterten und verbogenen Biotit finden die umwandelnden Agenzien leichteren Zugang; die Chloritisierung wird also rascher und gründlicher vor sich gehen.

Ähnlich verhält es sich mit der Sericitisierung der Feldspäte. Oft beginnt sie an neu entstandenen Druckspalten, sie kann aber auch in sehr verschiedener anderer Weise sich vollziehen. In manchen Fällen treten einzelne Sericitblättchen isoliert im Feldspat auf; es kann der ganze Krystall wie von einem dünnen Netzwerk überzogen sein oder schließlich vollständig in einen dicken Filz von Glimmer verwandelt erscheinen.

An diese chemischen Veränderungen der Mineralien an Ort und Stelle schließen sich nun die Erscheinungen an, die man zusammenfassend als „Transport durch Lösung“ bezeichnen kann. Feldspäte (Orthoklas und Plagioklas) zeigen sich oft von einer klaren Hülle umgeben, die auch aus Feldspatsubstanz besteht, aber die trübenden Verwitterungseinschlüsse nicht enthält; sie ist offenbar schon an den in Verwitterung begriffenen Krystall angewachsen. Untersucht man derartige Anwachsrränder genauer, so lassen sie häufig etwas höhere Lichtbrechung als der umwachsene Feldspat erkennen; überall zeigen sie mit ihm die gleiche kristallographische Orientierung. Derartige Bildungen im fertigen Gestein sind nur durch Zirkulation wässriger Lösungen auf Spaltensystemen zu erklären; was an einer Stelle gelöst wird, kommt an der andern wieder zur Ausscheidung.

Diesen „Lösungstransport“ macht nun vor allen anderen Mineralien der Quarz mit. Hie und da bemerkt man in einem Feldspat einen Sprung, eine kleine Reibungszone. Das Ganze ist aber vollständig wieder verkittet durch eingedrunge-

nen Quarz. Ebenso findet er sich zwischen den aufgeblätterten Lamellen von Biotit; wo überhaupt eine Spalte oder ein Sprung auftritt, wird sie von Quarzsubstanz wieder verheilt.

Dabei zeigt sich der Quarz meist noch begleitet von anderen Mineralien, besonders von Chlorit. Seine Verbreitung hat in dem sich zersetzenden Biotit ihren Ursprung; in seiner Nähe ist der sekundär ausgeschiedene Chlorit am häufigsten. Gern setzt er sich auch mit merkwürdig zackig-fransigem Rand an unveränderten Biotit an. Häufig scheidet sich der Chlorit gemeinsam mit Quarz aus; er begibt sich aber auch allein auf die Wanderung. Manche Feldspatkrystalle sind ganz von Chlorit erfüllt, der offenbar auf Spaltflächen eindrang.

In geringerer Menge als Chlorit findet man kleine Krystalle von Kalkspat. Sie sind wohl zumeist aus der Zersetzung des Kalknatronfeldspats unter Einwirkung kohlensäurehaltigen Wassers entstanden. In anderen Fällen, so z. B. in der Nähe von Marmorlinsen, muß wegen der großen Menge des Kalkspats an ein Eindringen kalkhaltiger Lösungen gedacht werden.

Als viertes Spaltenmineral muß der Muscovit angeführt werden, der auch besonders mit Quarz zusammen auftritt. Er geht häufig aus Biotit hervor und findet sich als Zersetzungsprodukt dieses Minerals vergesellschaftet mit Chlorit. Noch häufiger entsteht er jedoch aus Feldspat (Orthoklas und Plagioklas). Da bei der Verwandlung von Feldspat in Muscovit Kieselsäure frei wird, so muß wohl ein Teil des spaltenfüllenden sekundären Quarzes auf Rechnung dieses Vorganges gesetzt werden. Häufig sind Sprünge im Feldspat von einem Gemenge von Quarz und Muscovit erfüllt; seltner geschieht die Verkittung durch klare Feldspatsubstanz, die Albitlamellierung aufweisen kann.

Eine derartige Spaltenbildung, wie sie im vorstehenden beschrieben wurde, die gefolgt ist von einer Zirkulation wässriger Lösungen, welche gelöste Stoffe transportieren und wieder zur Ausscheidung bringen, kann natürlich in allen Stadien und Dimensionen verfolgt werden. In diesem Zusammenhang wäre deshalb auch die petrographische Beschreibung der Ausfüllungen größerer Zerreißungsspalten einzufügen, obwohl diese Erscheinungen mit dem Gang der Metamorphose nicht notwendig zusammenhängen würden. Solche Spalten von ca. 1 cm Breite sind nicht allzu selten, sie enthalten dieselben Mineralien wie die mikroskopischen Spaltensysteme. — Hie und da, so z. B. an einem Gestein von der Grimselstraße, läßt sich schon makroskopisch erkennen, daß sich die Substanz der Spalte senkrecht zu den Wänden orientiert. U. d. M. ist dies noch

deutlicher. Die Hauptmasse der Ausfüllung besteht aus Quarz, der sich in eigentümlich stengligen Formen senkrecht zu der Spaltenwand einstellt; in derselben Richtung sind prismatische Epidotkrystalle eingewachsen.

Sehr interessant sind Bildungen in einer Spaltenausfüllung eines Gesteins vom Sustenpaß (Kehren von Feldmoos). Es kommen hier Einwachsungen von wurmförmig gebogenem Chlorit (Helminth) in Quarz vor. Sie beweisen die gleichzeitige Ausscheidung beider Mineralien aus wässriger Lösung. Daneben haben sich schöne große Kalkspatkrystalle gebildet. Beachtenswert ist schließlich das Auftreten von Schachbrettalbit. Er kommt nach BECKE (Lit. 8) in Gesteinen vor, die einen „ursprünglichen Gehalt an Kalifeldspat aufweisen und starker Umwandlung ausgesetzt waren“. Hier in der Spaltenausfüllung muß er einfach auf wässrigem Wege entstanden sein.

Damit wären die im ersten Stadium der Metamorphose auftretenden Erscheinungen in der Hauptsache geschildert. Der Beginn der Gesteinsumbildung ist gekennzeichnet durch mäßige Zerbrechungen der Komponenten sowie durch die Bildung mikroskopischer Spalten. Das auf diesen eindringende Wasser verursacht chemische Veränderungen der Gemengteile und verrichtet einen nicht unbedeutenden Stofftransport durch Lösung und Wiederausscheidung des Gelösten an anderer Stelle. Dadurch wird das Ganze wieder zusammengekittet, die Spalten wieder ausgefüllt. Natürlich findet dieser letztere Vorgang erst statt, nachdem die pressenden Kräfte wieder zur Ruhe gekommen sind.

Parallelstellung des Glimmers wird in diesem Stadium noch nicht erreicht; dieser Vorgang ist charakteristisch für das folgende zweite Stadium.

Die Spaltenbildung wird lebhafter; die Klüfte mehren sich zusehends und scharen sich spitzwinklig. Es erfolgen nun auf diesen Flächen gleitende, scherende Bewegungen, die vor allem den Biotit erfassen und in ihre Richtung hineinzerren. Die große Gleitfähigkeit des Glimmers auf den Spaltflächen begünstigt diesen Vorgang. Steht ein Biotit mit seiner Spalt- richtung senkrecht zu einer neu entstehenden Druckkluft, so wird er zunächst zusammengeschoben und gefaltet; dann werden seitlich Teile von ihm abgeschert und durch Bewegungen längs der Kluffläche in diese Richtung hineingezerrt. Bei manchen Biotiten gelang dieser Vorgang nur zur Hälfte: ein Teil ist mechanisch in die Schieferungsrichtung hineingezogen, der

andere läßt noch seine ursprüngliche Lage erkennen. Andere Biotite sind dagegen vollkommen in diese sekundäre Paralleltexur aufgenommen worden. Liegt ein Biotit mit seinen Spaltflächen von vornherein in der Klufttrichtung, so werden die einzelnen Lamellen auseinandergeschoben, in der Kluft verschleppt, so daß schließlich aus dem dicken Paket eine dünne Flaser entsteht.

Neben dieser Ausbildung einer Paralleltexur schreitet sowohl die mechanische Zertrümmerung als auch die Lösungstätigkeit fort. Quarz zeigt immer wildere Undulation und weist nun, also in einem ziemlich weit vorgeschrittenen Stadium der Pressung, auch die von manchen Autoren schon erwähnte Streifung auf. (Vgl. Taf. XX, Abb. 4.) Es handelt sich hierbei nicht um eine verfeinerte „Parallelundulation“; die feine, in ihrer Breite sehr konstant bleibende Streifung zieht vielmehr geradlinig über den Quarz hinweg. Bei schiefer Beleuchtung lassen sich deutlich Differenzen in der Lichtbrechung erkennen; es liegt also eine gesetzmäßige Verwachsung verschieden orientierter Krystallsubstanz, d. h. eine Zwillingsbildung vor. Über die Streifung her kann sich noch die gewöhnliche Undulation legen.

An anderen Stellen bilden sich aus dem Quarz ganze Trümmerfelder mit größeren und kleineren Bruchstücken. Allmählich nehmen auch Zerbrechungserscheinungen im Feldspat immer mehr zu; die einzelnen Bruchstücke werden dabei mit ihrer Längsausdehnung in die Richtung der Gesteinsschieferung hineingepreßt. Schöne Zerbrechungserscheinungen im Feldspat zeigt Taf. XX, Fig. 5. Interessant ist, daß der Krystall oben rechts bruchlose plastische Deformation zeigt.

An den Rändern der Feldspäte werden oft durch gegenseitige Reibung Stücke abgerissen und dadurch eine Art Trümmerzone gebildet, die dann meist durch Quarz wieder verkittet wird. Eine überaus feinkörnige Trümmermasse, die vielleicht durch Abreibung der Komponenten aneinander entstanden ist und deshalb vielfach als „Gereibsel“ bezeichnet wird, verbreitet sich weithin im Gestein und sammelt sich besonders in den sogenannten „toten Räumen“ an, die nun auch aufzutreten beginnen. Sie entstehen dadurch, daß ein Quarz- oder Feldspatkrystall in die Schieferungsrichtung hereingedreht wird. Dabei wird an den Enden des Krystalls ein leerer Raum übrigbleiben, der nun von anderen Substanzen ausgefüllt wird. Es sammelt sich darin klastisches Material der Umgebung („Gereibsel“); daneben werden von zirkulierenden Lösungen Stoffe ausgeschieden. So finden sich in den „toten

Räumen“ Quarz, kleine Feldspatfragmente, Chlorit und Sericit zum einem Ganzen verkittet.

Damit wurde die Lösungstätigkeit berührt; sie ist auch für dieses Stadium von größter Bedeutung. Inmitten eines stark gestörten Gesteins sieht man oft in der Richtung der Schieferung ganz schwach gestörte längliche Quarze liegen; sie weisen z. T. kaum undulöse Auslöschung auf. Ihre Entstehung muß man sich wohl auf dem Wege der Ausscheidung aus wässriger Lösung denken. Häufig sind auch linsenförmige, sogenannte „geschwänzte Quarze.“ Sie sind sicher zum Teil so entstanden, daß ein toter Raum, der hinter einem Quarzkrystall freiblieb, sich mit Quarzsubstanz ausfüllte, die sich in gleicher Orientierung anfügte.

Nächst diesen Erscheinungen beherrscht der immer reichlicher auftretende Sericit das Strukturbild des Gesteins. Das Netz von Sericit, von dem die Feldspäte durchflochten werden, wird immer dichter; immer mehr tritt der Sericit dann auch aus dem Feldspat heraus und sammelt sich auf den Schieferungsflächen in glänzenden Häuten an; diese erscheinen im Dünnschliff als breite Bahnen, die als „Sericitstrahlen“ bezeichnet werden.

Die Erscheinungen im zweiten Stadium der Metamorphose vermögen das Bild der granitischen Gesteinsstruktur noch nicht zu verwischen. Charakteristisch ist die Parallelstellung der Biotite, die früher den Namen „Gneis“ rechtfertigte. Jedoch merkt man dieser Paralleltextur ohne Schwierigkeit das Gewaltsame ihrer Entstehung an.

Das dritte Stadium in der mechanischen Verarbeitung des I. Gr. stellen die Gesteine dar, die BALTZER als „Sericitschiefer“ ausschied. Sie weisen gegenüber dem „Gneisstadium“ keine neuen Strukturmerkmale auf. Wir sehen jedoch sowohl die Zertrümmerung als die Umkrystallisation immer größeren Umfang annehmen, so daß die Granitstruktur immer undeutlicher und endlich fast ganz verwischt wird.

Das dritte Stadium kann man mit einer Flaserung des „Gneises“ beginnen lassen. Es bilden sich stärkere Klüfte heraus, längs deren die Gemengteile intensiv zermalmt werden. Dazwischen verbleiben linsenförmige Partien geringerer Störung. Der Biotit zeigt dieselben Deformationen, wie sie bereits beschrieben wurden; nur sind die einzelnen Lamellen noch viel weiter ausgezogen und verschleppt, was auf stärkere Scherbewegungen schließen läßt. Oft umschmiegert er größere Feldspäte oder Quarze und hüllt sie vollständig ein. Besonders

gilt dies aber von den Sericitsträhnen, die immer größere Bedeutung erlangen. Stärkere und schwächere Bahnen durchflechten das ganze Gestein, vor allem auch die Trümmerfelder mit ihren länglichen Bruchstücken von Quarz und Feldspat. Unverkennbar ist das Bestreben, die einzelnen Trümmer in die Schieferungsrichtung einzustellen. Die „toten Räume,“ die dabei entstehen mußten, sind bereits erwähnt. Das Verhalten des Quarzes ist überaus wechselnd und unberechenbar; zum Teil zeigt er die wildesten optischen Störungen und mechanischen Zerbrechungen; daneben finden sich Krystalle, die fast nichts von alledem erkennen lassen. Man könnte geradezu sagen: In den am stärksten gepreßten Gesteinen ist der Quarz am ungestörtesten. Diese Erscheinung läßt sich nur durch Umkrystallisation erklären. Der Feldspat wird immer mehr durch Sericit ersetzt und verschwindet schließlich ganz, so daß wir als Endprodukt der Umbildung des I. Gr. Gesteine erhalten, die nur noch aus Quarz, Sericit und Chlorit zusammengesetzt sind. Ein instruktives Strukturbild aus einem derartigen Gestein zeigt Taf. XX, Fig. 6.

Versuchen wir das zusammenzufassen, was uns die mikroskopische Untersuchung über die Metamorphose des I. Gr. lehrt, so können wir ungefähr folgendes aussagen: Die Hauptrolle spielt die mechanische Zertrümmerung. Die Bruchstücke werden dabei senkrecht zur Druckrichtung orientiert unter der Mithilfe scherender Bewegungen. Auf diese Weise entsteht aus dem richtungslos körnigen Gestein ein solches mit ausgeprägter Paralleltexur. Hand in Hand mit der Zerbrechung gehen chemische Vorgänge, vor allem die Sericitisierung des Feldspats. Das Wasser, das auf den zahllosen neugebildeten Spalten eindringen konnte, wirkt durch Lösung und Wiederausscheidung des Gelösten in hohem Maße umkrystallisierend. Durch Zusammenwirken all dieser Vorgänge kann aus einem Granit ein parallel struiertes Gestein (ein sog. „Gneis“), schließlich ein Sericitschiefer erzeugt werden.

Legen wir die Auffassung von U. GRUBENMANN zugrunde, so wäre die Umwandlung typisch für die oberste Zone, in der die Kataklyse überwiegt (Lit. 17). Die angeführten Faktoren genügen zur Erklärung der Metamorphose vollständig, es ist nicht nötig, auch „postvulkanische Prozesse“ beizuziehen, wie dies von HUGI geschieht (Lit. 20).

Der „Gneis“ der älteren Autoren ist also nur ein deformierter Granit. Daraus erklären sich einige Tatsachen, die früher rätselhaft erscheinen mußten. BALTZER betont mehrere



Male, daß sich nie der Gneis an den Kalk anschmiege, wohl aber Kalk an den Gneis. Das erste erklärt sich daraus, daß die Schieferung des Granits senkrecht zu der Fläche erfolgte, auf welcher der Kalk ihm auflagerte. Dagegen ist es möglich, daß eine Partie des Kalks (z. B. das Ende eines Kalkkeils) ergriffen und durch Translationsbewegungen in die Schieferungsrichtung des Granits hereingebogen, vielleicht gar verschleppt wird.

Die Beobachtung BALTZERS, daß zur Schichtung des Gneises oft noch eine sekundäre Schieferung trete, erklärt sich höchstwahrscheinlich aus der doppelten Schieferung des Granits (vgl. S. 279 und Taf. XXI, Fig. 1).

Das Gstellihorn mit seinen riesigen Verknütfungen von Granit und Kalk liefert ganz dieselben gepreßten Gesteine, wie sie an der Grimselstraße anstehen, nur ist womöglich die Zerbrechung und Zerreibung der einzelnen Gemengteile noch intensiver als dort. Die Bemerkung von WEINSCHENK, daß ein eruptives Eindringen des Granits in den Kalk vorliege, muß entschieden zurückgewiesen werden (Lit. 52, S. 321). Dagegen spricht neben dem Fehlen einer Kontaktmetamorphose und der regelmäßigen Umsäumung des Jurakalks mit Rötidolomit vor allem auch die petrographische Beschaffenheit des Granits, der kaum irgendwo so starke Pressung erlitt wie eben hier.

Von SAUER ist die Tatsache der mechanischen Verarbeitung des I. Gr. zuerst erkannt worden (Lit. 38). Er stellt die Erscheinungen im I. Gr. in Parallele mit denen im Lausitzer Granit an der großen Überschiebung (vgl. Lit. 26 u. 29) und redet von einer riesigen Quetschzone im I. Gr. Er meint damit eine Zone im Streichen und Fallen des Aarmassivs, in der sich der von S kommende Druck ausgelöst habe. (Die Mißverständnisse von KLEMM und KÖNIGSBERGER wurden schon auf S. 109 erwähnt.) Diese Auffassung hat sich vollständig bestätigt; nur handelt es sich jedenfalls nicht um eine einheitliche Quetschzone. Stärker und schwächer gepreßte Partien wechseln miteinander ab und lassen die Existenz einer größeren Anzahl hintereinanderliegender Quetschzonen wahrscheinlicher erscheinen. Auch für das Lausitzer Gebiet wird ja die un-gemein wechselnde Beschaffenheit des gepreßten Granits besonders betont. Im Streichen lassen sich die Erscheinungen vom Urbachtal bis gegen den Sustenpaß verfolgen, wo sie auf die E. Gn. übergehen.

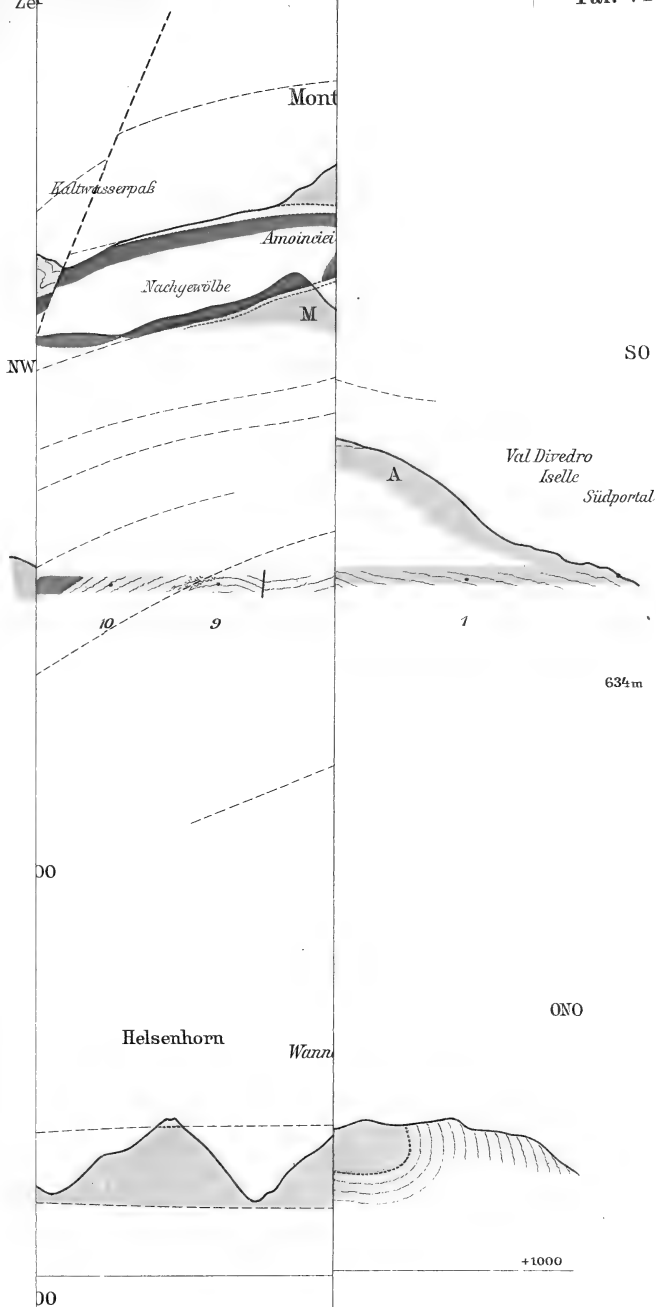
### C. Das Carbon des Wendenjochs.

Die sedimentären Schichten des Wendenjochs werden zuerst von BALTZER erwähnt (1880, Lit. 1, S. 147). Er fand hier „verrucanoartige Gesteine“ und schwarze, knotige Anthrazitschiefer mit Linsen und Nestern von Quarz; er bemerkte auch schon, daß in den dunklen Schiefen Einschlüsse des unterteufenden Glimmergneises vorkommen. Die Lagerungsverhältnisse faßt er jedoch überaus merkwürdig auf. Er gibt ein Profil (Lit. 1, Atlas, Taf. IX, Fig. 13), in dem er versucht, trotz der beobachteten Diskordanz zwischen schwarzen Schiefen und Arkose den ganzen Komplex von den Erstfelder Gneisen bis zum Malm als eine konkordante Schichtfolge darzustellen. Es gelingt dies nur mit Hilfe von eigentümlichen Schichtenabbiegungen, die sich der Beobachtung entziehen.

Der zweite geologische Besucher der Lokalität war HUGI (1906, Lit. 20.) Er schließt aus der Diskordanz von schwarzen Schiefen und Trias auf ein höheres Alter der ersteren, die er ihrer petrographischen Beschaffenheit halber als Carbon erklärt. Er untersucht die Konglomerate, in denen er nur Glimmerschiefer und Quarzite konstatiert, glaubt dagegen an gewissen Schiefen („Knotenschiefern“) Erscheinungen einer Kontaktmetamorphose zu erkennen. Diese wurde nach ihm durch den „nördlichen Gneis“ hervorgebracht, der demnach jünger als diese Schichten wäre.

Dem tritt KÖNIGSBERGER entgegen (Lit. 24). Er gibt ein detailliertes Profil des wichtigen Punktes und weist vor allem darauf hin, daß in den Konglomeraten des Wendenjochs Gerölle des konkordant unterteufenden Erstfelder Gneises (Eruptivgneis) zu finden seien, daß es sich also keinesfalls um Kontaktmetamorphose durch den „nördlichen Gneis“ handeln könne. Die Beobachtungen HUGIS über die „Knotenschiefer“ mit Kontaktmineralien erkennt er überhaupt nicht an.

Dieser Widerspruch der Anschauungen löst sich zum Teil dadurch, daß beide Autoren unter „nördlichem Gneis“ Verschiedenes verstehen. KÖNIGSBERGER kommt mit seinen Untersuchungen von O her und meint den Erstfelder Eruptivgneis, der allerdings schon in den Konglomeraten zu finden ist und auf den deshalb seine Ausführungen zutreffen. HUGI versteht dagegen unter „nördlichem Gneis“ den Innertkirchener Granit, der in den betreffenden Konglomeraten nicht vorkommt und der nachweisbar jünger ist als der E. Gn. Die Möglichkeit einer Kontaktmetamorphose durch dieses Gestein ist deshalb nicht von der Hand zu weisen.



Mesozoische Schiefer  
(schistes lustrés)

Antig  
Val

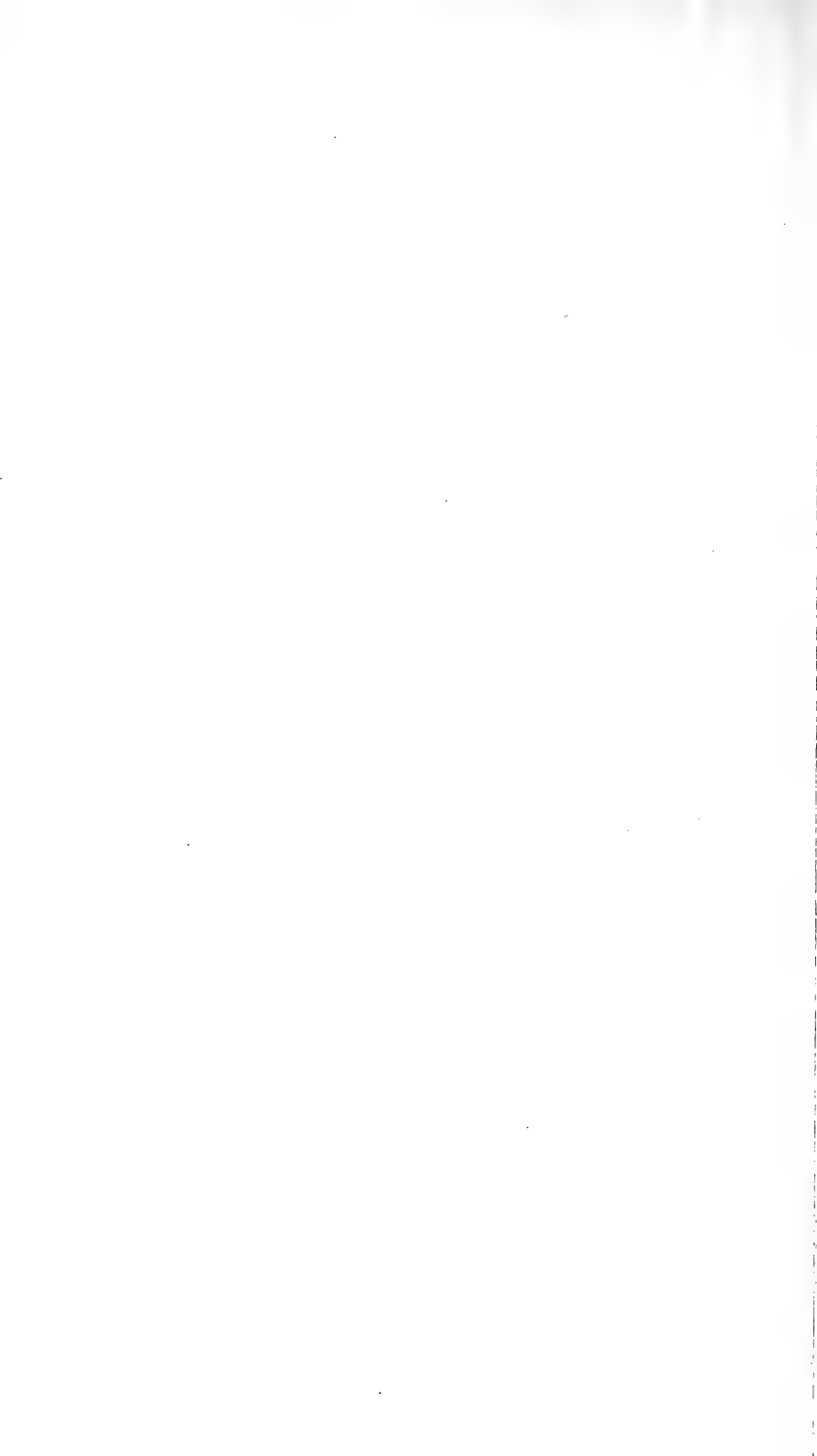


50



(ONC)

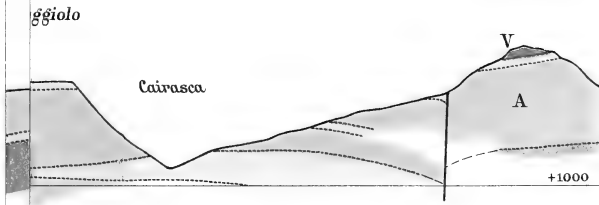




Taf. VII

ONO

Cistella



SO

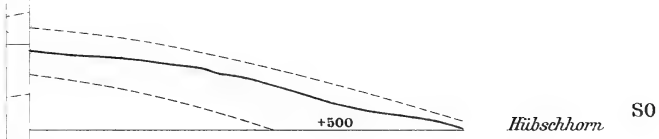
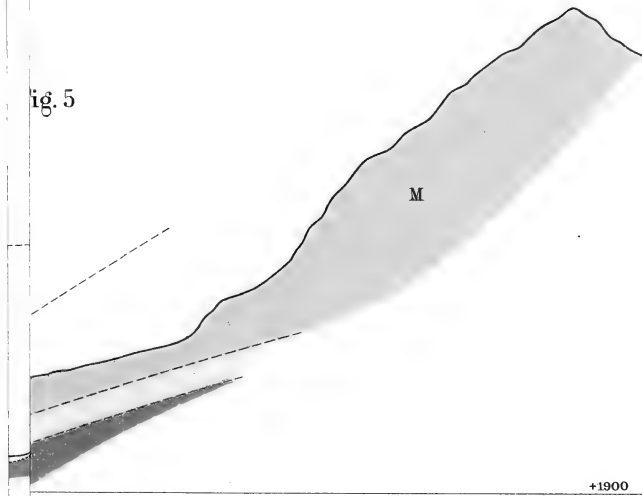


fig. 5

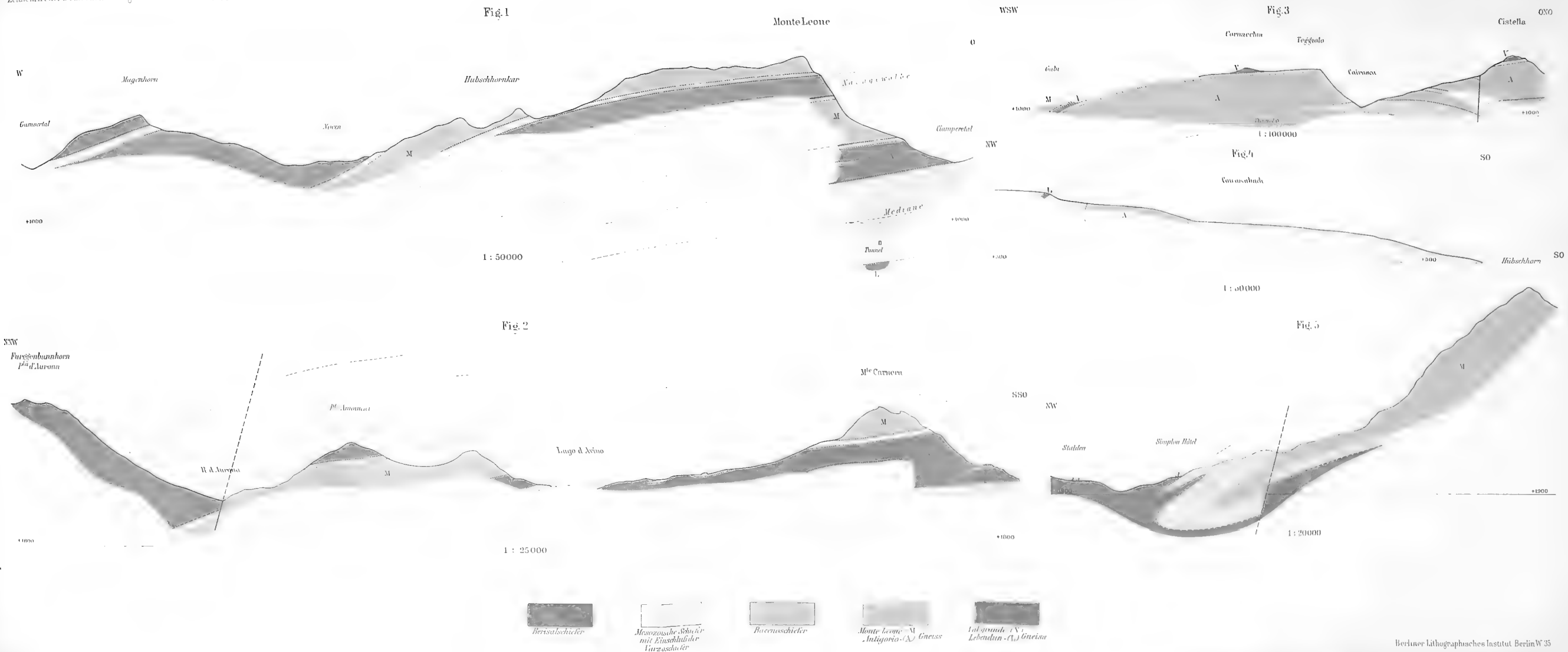


20000

180  
128  
250

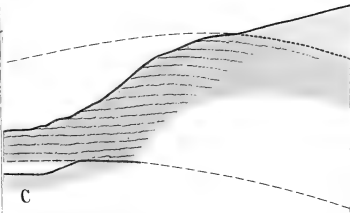
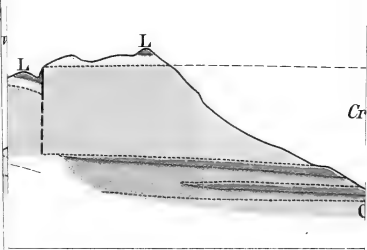






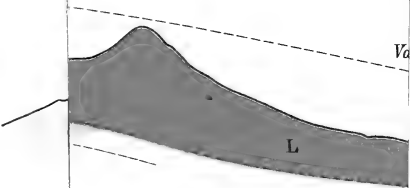


*Corno Cistella*



N

*Kastelhorn*



+1200



Fig. 1

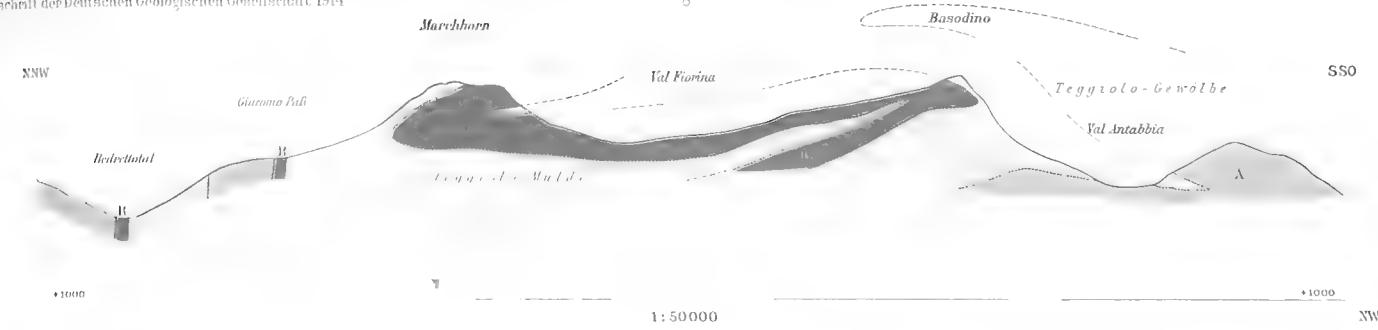


Fig. 2

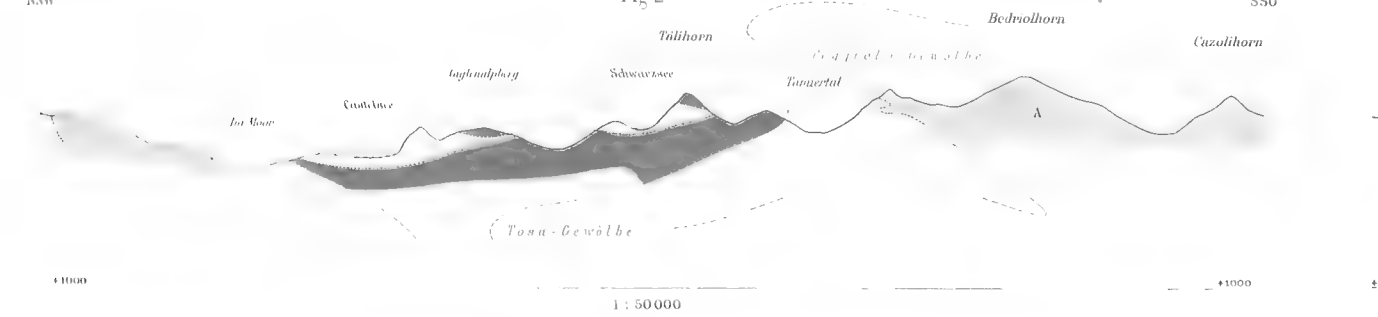


Fig. 3

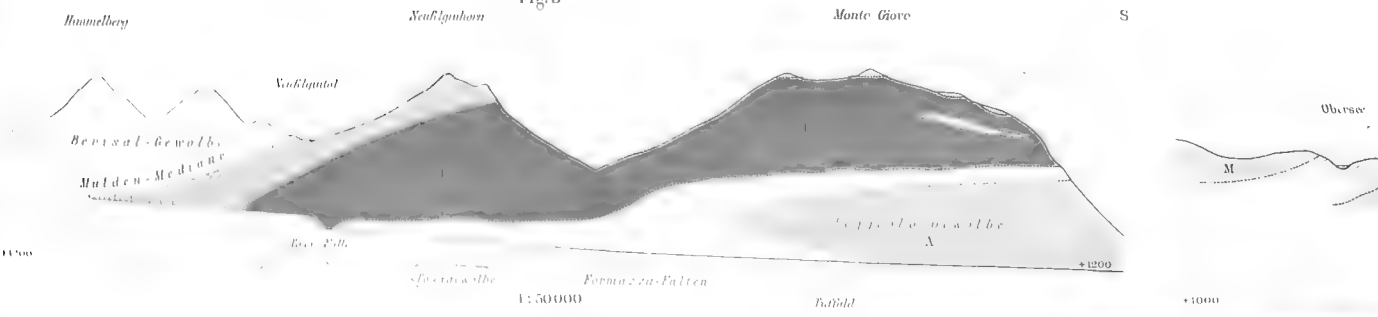


Fig. 4

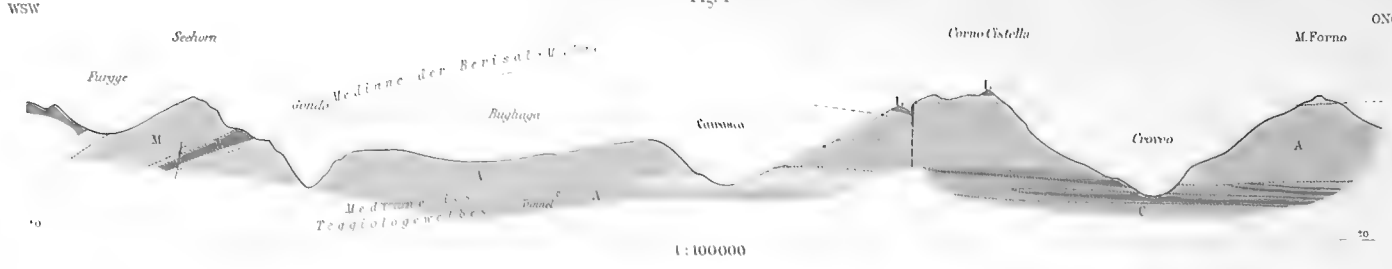


Fig. 5

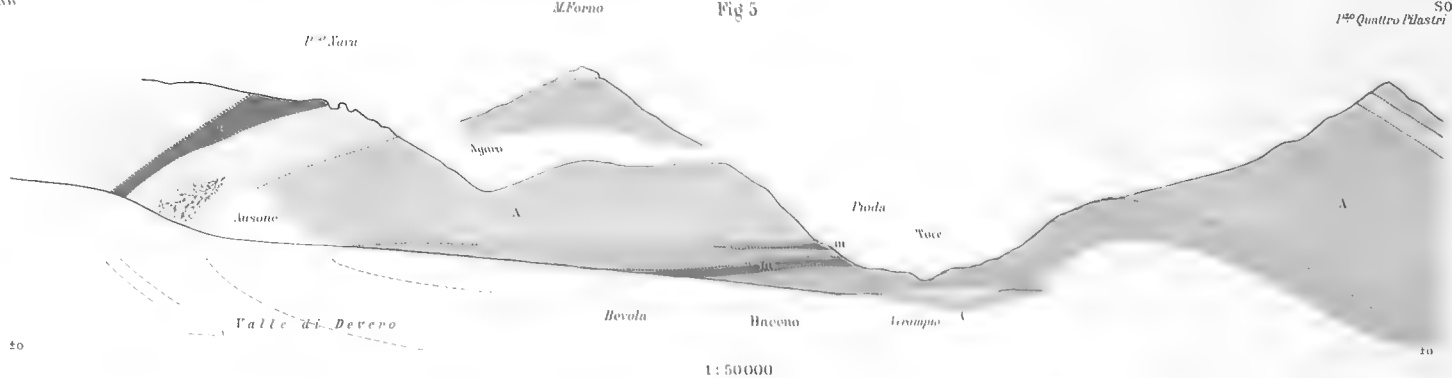
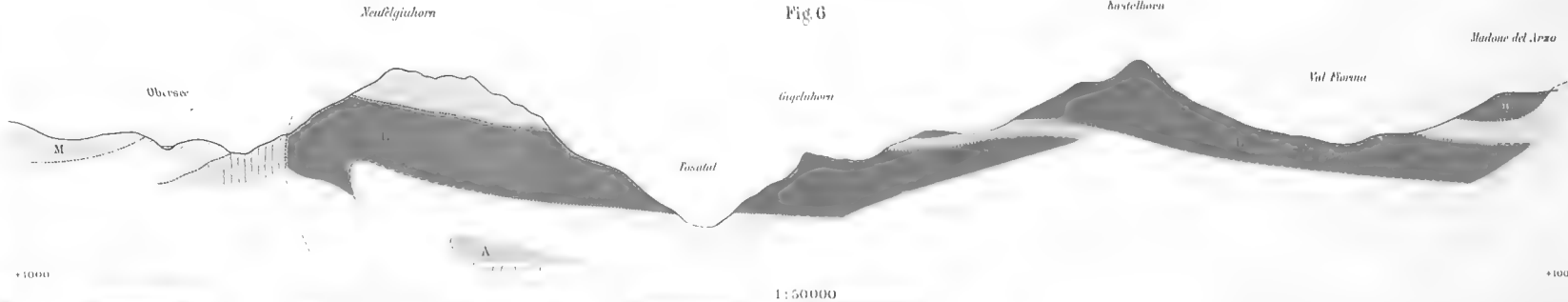


Fig. 6



- Berisalschiefer
- Baccoschiefer
- mit
- Marmorlager
- Batholite
- Mazonscher Schiefer
- Garonaschiefer
- Antigenes A, Monte Giove, M. Forno, Corno d'Isella
- Leontina A, Valgrande A, Gneiss





Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

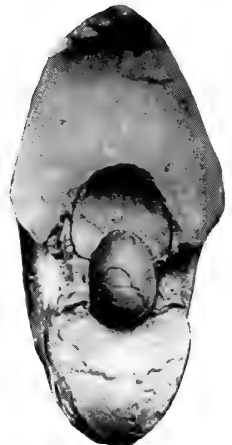


Fig. 4.

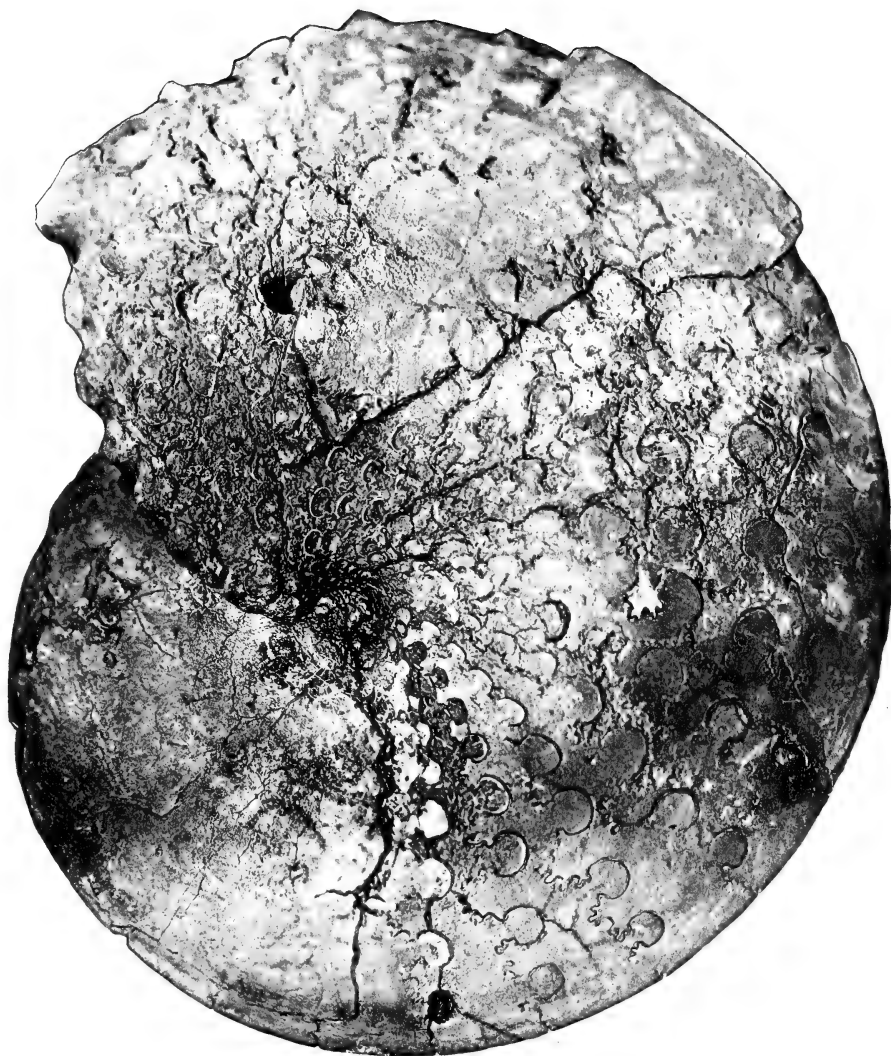
Phot. Eck.

Fig. 1. *Nautilus Mermeti* Coq. Verkleinert. S. 183.  
Fig. 2 u. 3. *Nautilus Mermeti* var. *Munieri* CHOFF. S. 184.  
Fig. 4. Desgl. asymmetrische Lage des Siphos. S. 184.

Orig. im Geol. Pal. Inst. u. Mus. d. Univ. Berlin.







*Sphenodiscus* (*Lybicoceras*) *Ismaëlis* ZITT.

Overwegi-Sch.; Ammonitenberge, Lib. Wüste.

Original in München (Coll. Zittel).





Fig. 1.



Phot. Eck.

Fig. 2.

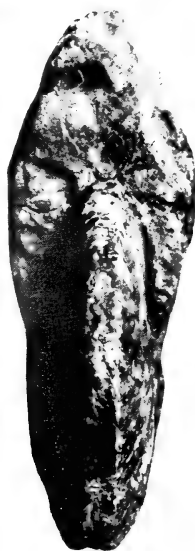
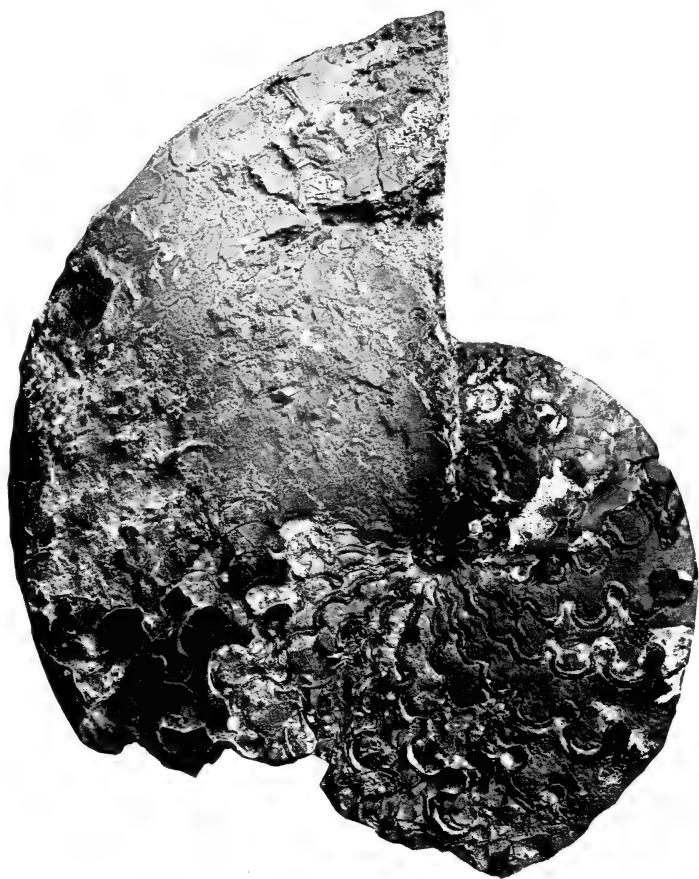


Fig. 3.

- Fig. 1. *Neolobites Schweinfurthi* Eck. Verkleinert. S. 186.  
 Fig. 2. *Neolobites Peroni* Hy. var. *Pervinquieri* v. STAFF UND ECK.  
 Verkleinert. S. 191. (Aus Sitzber. Ges. Naturf. Fr., Jahrg.  
 1908, S. 278, Fig. 6.)  
 Fig. 3. Desgl. Vorderansicht. Verkleinert.  
 Orig. im Geol. Pal. Inst. u. Mus. d. Univ. Berlin.





Phot. Eck.

*Neolobites Brancai* Eck. ca.  $\frac{2}{3}$  natürlicher Größe. S. 188.  
(Aus Sitzber. Ges. Naturf. Fr., Jahrg. 1908, S. 277, Fig. 5.)

Orig. im Geol. Pal. Inst. u. Mus. d. Univ. Berlin.





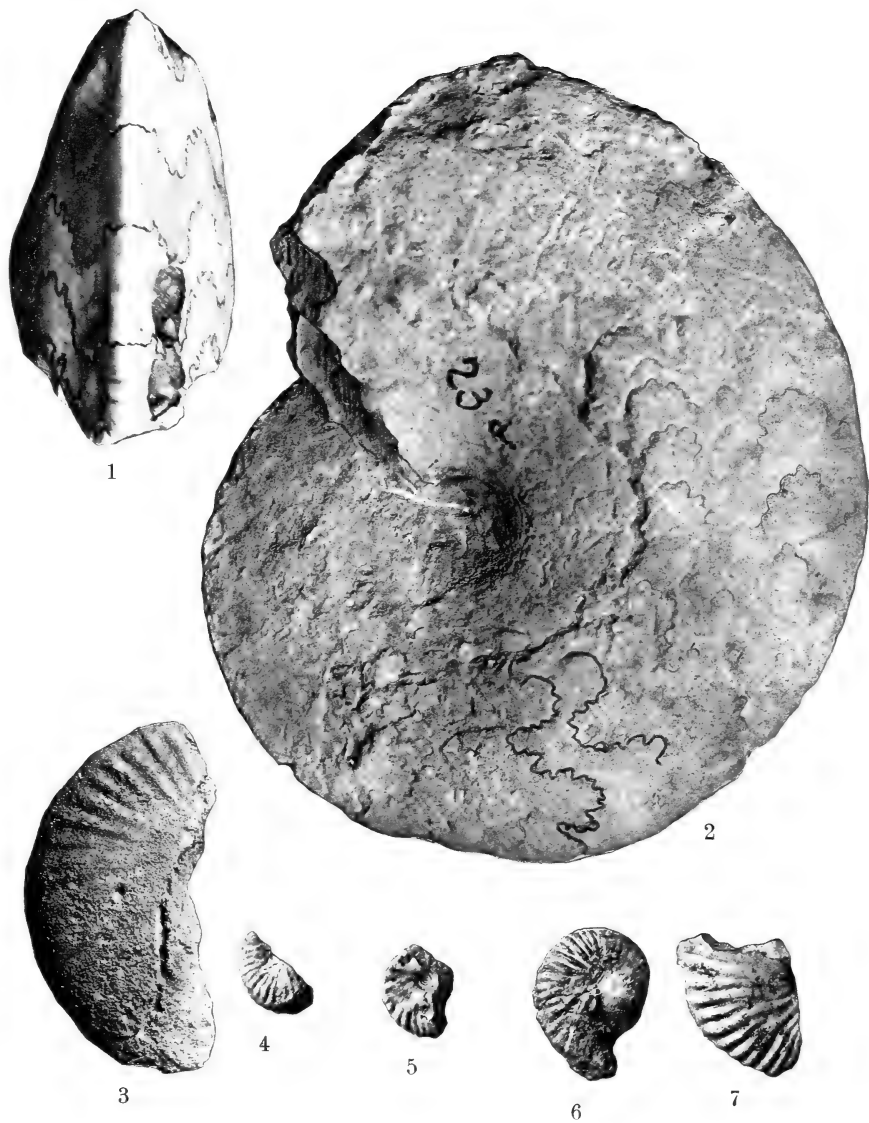
### Erklärung zu Tafel XIII.

- Fig. 1. *Hemitissotia* sp. ind. Rückenansicht. Etwas vergrößert. Siehe auch Taf. IX, Fig. 3 u. 4. S. 216.
- Fig. 2. *Hoplitoides ingens* v. KOEN. S. 194.
- Fig. 3 bis 7. *Pseudotissotia segnis* SOLG. (= *Schloenbachia Quaasi* FOURT.). Jugendformen. S. 212.

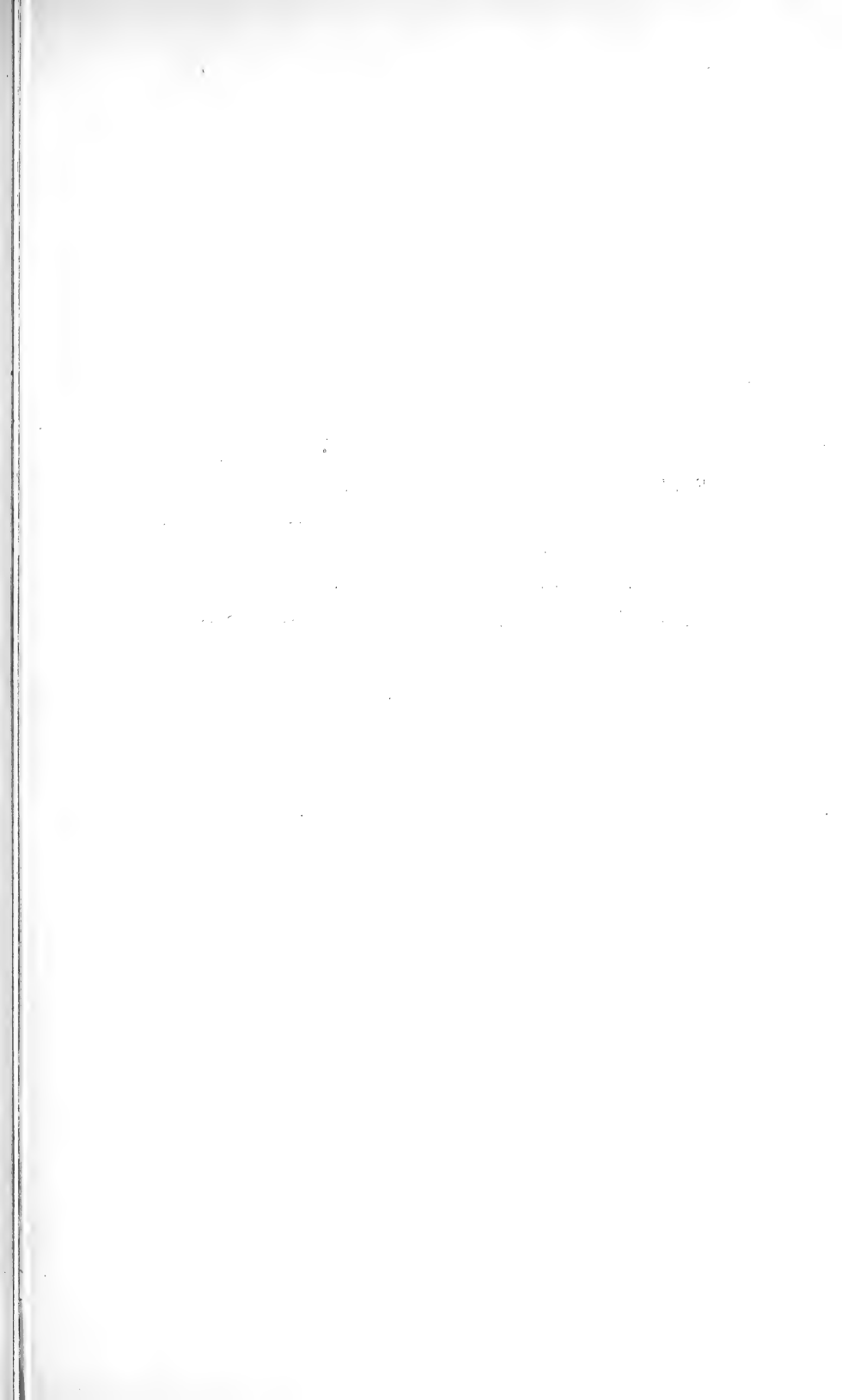
Orig. im Geol. Pal. Inst. u. Mus. d. Univ. Berlin.

---









### Erklärung zu Tafel XIV.

- Fig. 1. *Vascoceras Barcoicensis* CHOFF. S. 203.  
Fig. 2 bis 5 u. 8. *Pseudotissotia segnis* SOLG. (= *Schloenbachia Quaaasi* FOURT.). Jugendformen. S. 212.  
Fig. 6. *Neolobites Fourtaui* FOURT. S. 189.  
Fig. 7. *Pseudotissotia segnis* var. *discoidalis* PERVINQ. S. 207.

Orig. im Geol. Pal. Inst. u. Mus. d. Univ. Berlin.

---







Fig. 1.

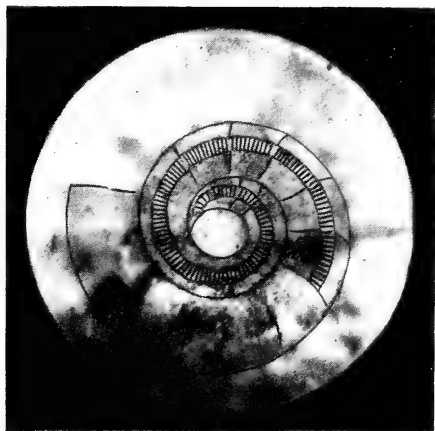
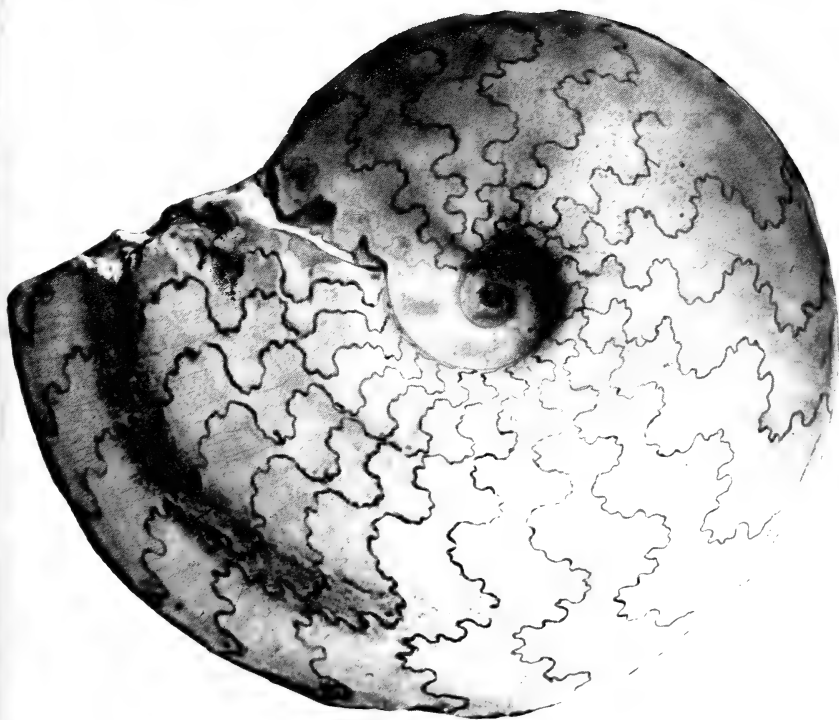


Fig. 2.



Phot. Eck.

Fig. 3.

Fig. 1. *Pseudotissotia segnis* SOLG. var. *discoidalis* PERVINQ. S. 207.

Fig. 2. Anfangskammer und erste Windungen von *Pseudotissotia segnis* SOLG. Vergrößert 1 : 80. S. 210.

Fig. 3. *Pseudotissotia segnis* SOLG. Erwachsenes Ex. Verkleinert.

Orig. im Geol. Pal. Inst. u. Mus. d. Univ. Berlin.







Phot. Eck.

Fig. 1.



Fig. 2.

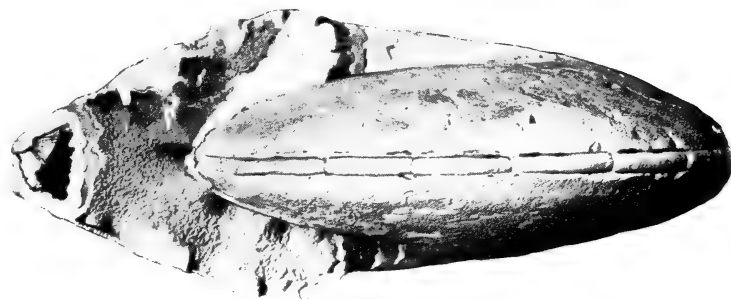


Fig. 3.

Fig. 1 bis 3. *Pseudotissotia squis* Solc. Verkleinert. S. 204.  
Orig. im Geol. Pal. Inst. u. Mus. d. Univ. Berlin.





Fig. 1.

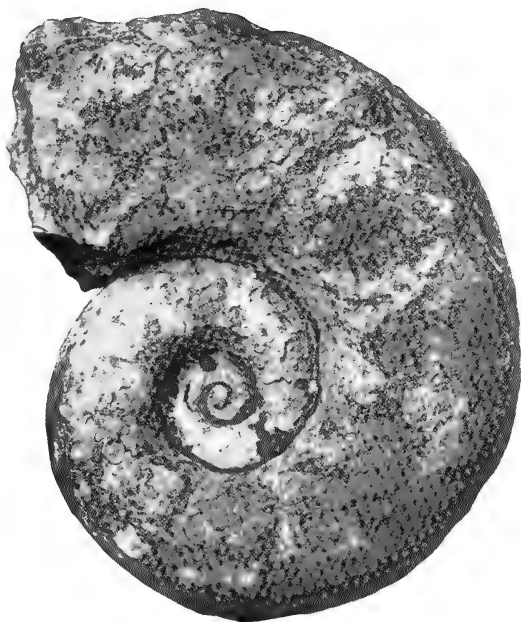
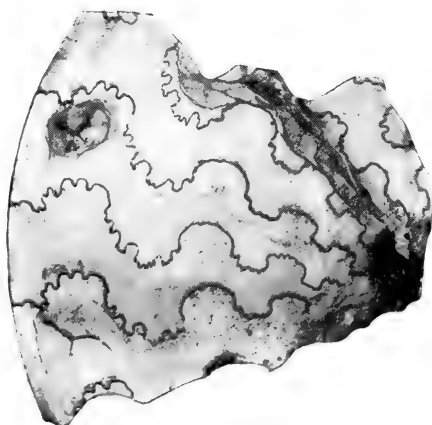


Fig. 2.



Phot. Eck.

Fig. 3.

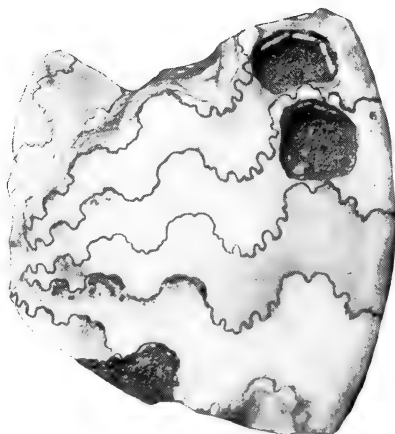


Fig. 4.

Fig. 1 u. 2. *Acanthoceras* cf. *Footeanum* SROL. S. 196.

Fig. 3. *Hemitissotia* sp. ind. Seitenansicht, etwas vergrößert. S. 216.

Fig. 4. Dasselbe Ex. von der anderen Seite. S. 216.

Orig. im Geol. Pal. Inst. u. Mus. d. Univ. Berlin.



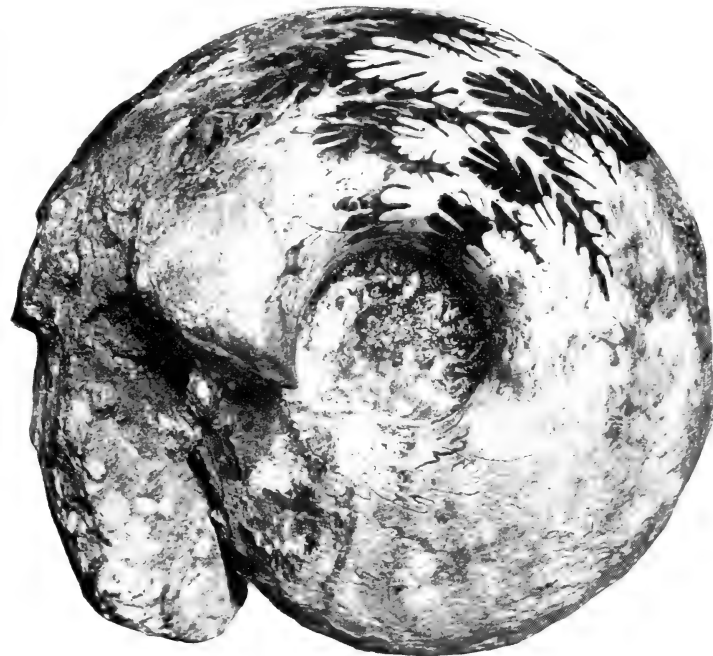


Phot. Eck.

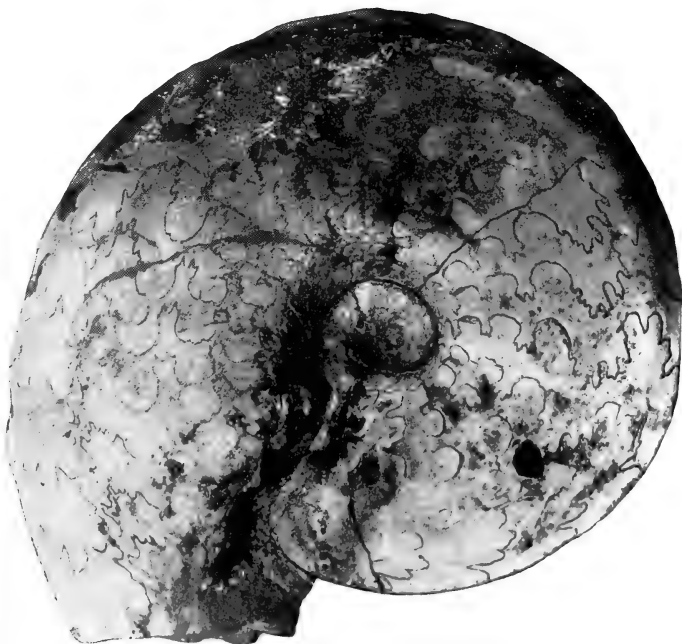
Fig. 1.

Fig. 1 u. 2. *Fagesia bombia* Eck, stark verkleinert. S. 197.  
Orig. im Geol. Pal. Inst. d. Univ. Berlin.

Fig. 2.







Phot. Eck.

Fig. 1.



Fig. 2.

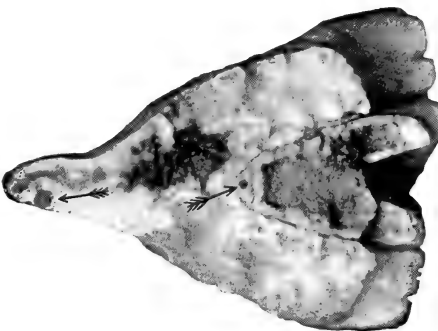


Fig. 3.

Fig. 1 u. 2. *Tissotia Schreinfurthi* Eck. Verkleinert. S. 215.  
Original in Berlin.

Fig. 3. *Tissotia securiformis* Eck.  
Vorderansicht eines  
Bruchstücks aus dem  
Wadi Abu Rimf. Un-  
symmetrische Lage des  
Siphos. ca.  $\frac{2}{3}$  n. Gr. (Aus  
Sitzber. Ges. Naturf. Fr.,  
Jahrg. 1909, S. 188,  
Fig. 10.)

Original in Stuttgart.







### Erklärungen zu Tafel XX.

- Fig. 1: Erstfelder Eruptivgneis vom Arni bei Amsteg.  
Fig. 2: Erstfelder Sedimentgneis vom Riedbach bei Erstfeld.  
Fig. 3: Innertkirchener Granit von Innertkirchen.  
Fig. 4: Gestreifter Quarz aus gepreßtem I.Gr. von der Grimselstraße.  
Fig. 5: Deformierter Plagioklas aus gepreßtem I.Gr. von der Grimselstraße.  
Fig. 6: Sericitschiefer von der Grimselstraße, aus I.Gr. durch äußerst starke Pressung entstanden.
-

Fig. 3.

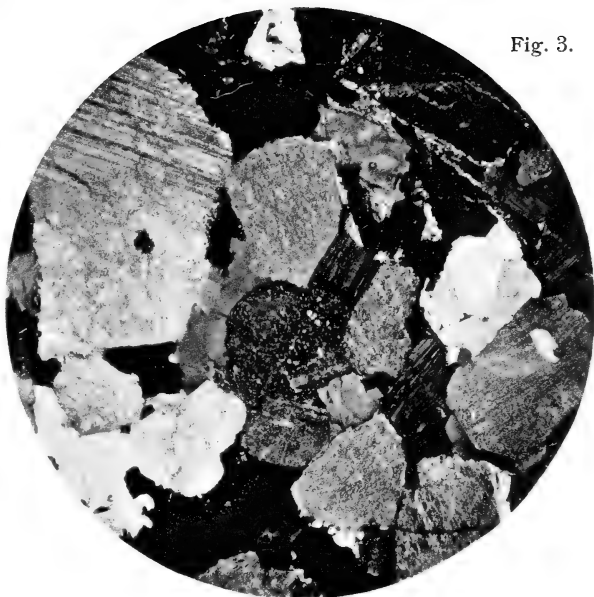


Fig. 6.

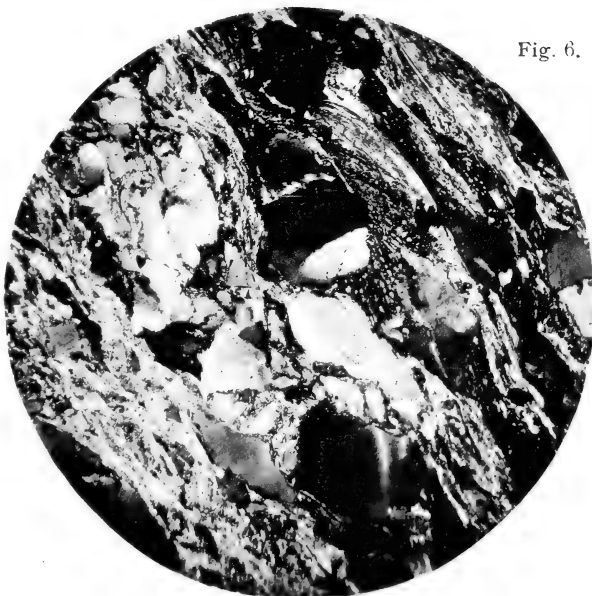




Fig. 1



Fig. 2.

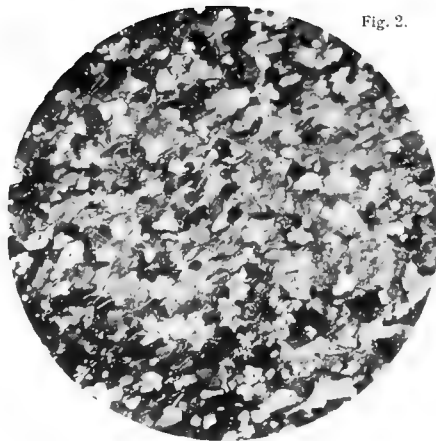


Fig. 3.

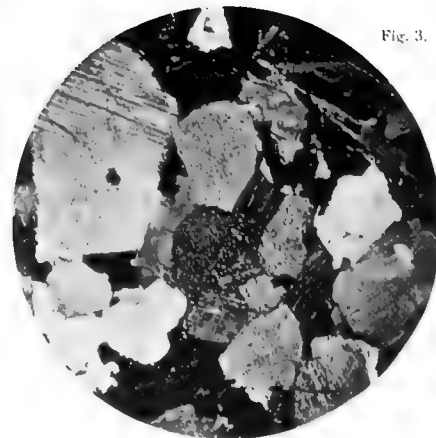


Fig. 4.

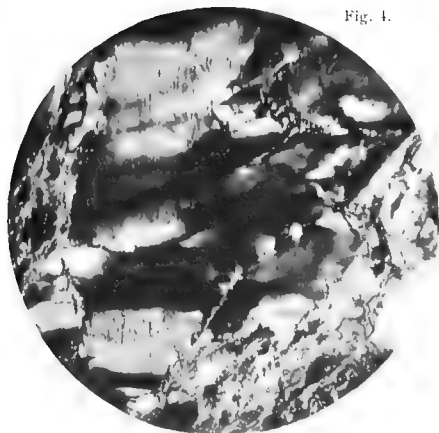


Fig. 5.

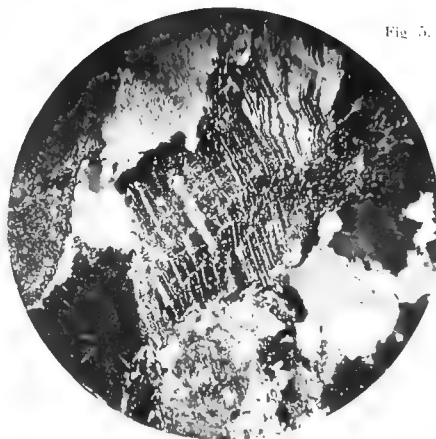


Fig. 6.







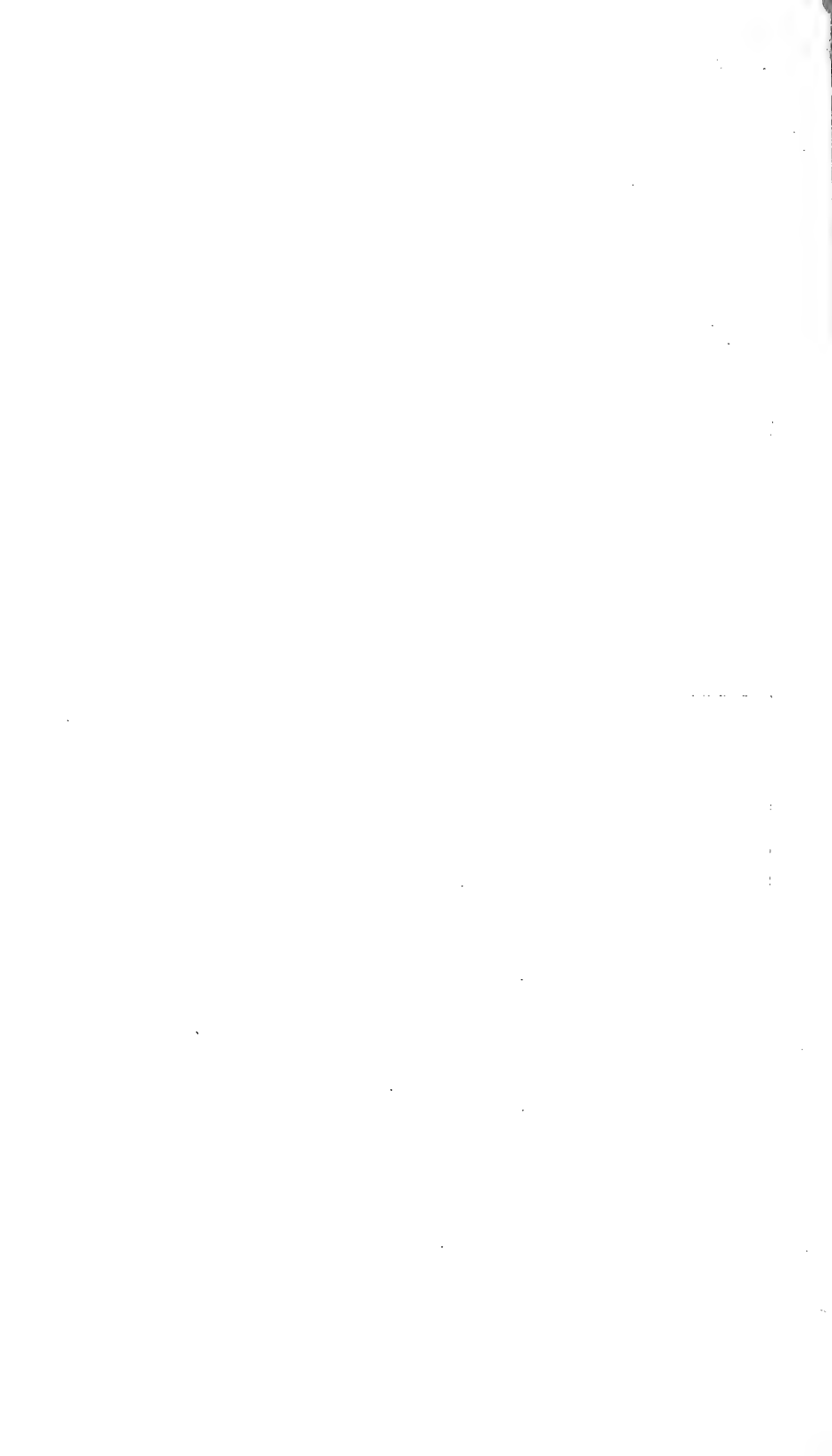
Fig. 1.



Fig. 2.

Fig. 1: Doppelte Schieferung im Innertkirchener Granit bei km 3 der Grimselstraße.

Fig. 2: Aussicht vom Gipfel des Grassen gegen O auf Schloßberg und Spannörter. Auflagerung der Reste des autochthonen Sedimentmantels des Aarmassivs auf den steilgestellten Erstfelder Gneisen (vgl. hierzu das Profil Fig. 8, S. 297).





# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

### A. Abhandlungen.

3. Heft.

66. Band.

1914.

Juli bis September 1914.  
(Hierzu Tafel XXII—XXXVI).

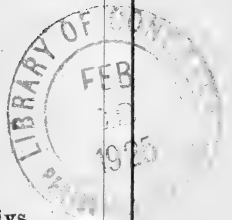
Berlin 1914.

Verlag von Ferdinand Enke,  
Stuttgart.

### INHALT.

#### Aufsätze:

5. LOTZE, K.: Beiträge zur Geologie des Aarmassivs (Untersuchungen über Erstfelder Gneise und Innertkirchener Granit). (Schluß) . . . . . 289
- 6 TILMANN, NORBERT: Zur Tektonik des Monte Guglielmo und der mittleren Val Trompia. (Hierzu Tafel XXII und 6 Textfiguren) . . . . . 302
7. SOMMERMEIER, L.: Neue Ooide. (Hierzu Tafel XXIII bis XXVI) . . . . . 318
8. CHARLESWORTH, JOHN K.: Das Devon der Ostalpen. V. Die Fauna des devonischen Riffkalkes. III. Crinoiden. IV. Korallen und Stromatoporoiden. (Hierzu Tafel XXVIII bis XXXIV und 5 Textfiguren) . . . . . 330
9. WALTHER, K.: Über Vorkommen und Entstehung eines Talkschiefers in Uruguay und über seine partielle Verkieselung. (Hierzu Taf. XXXV und 2 Textfiguren) 408
10. FRANKE, A.: Die Foraminiferen und Ostrakoden des Emschers, besonders von Obereving und Derne nördlich Dortmund. (Hierzu Tafel XXVII) . . . . . 428
11. WURM, A.: Über einige neue Funde aus dem Muschelkalk der Umgebung von Heidelberg (*Ptychites dux* GIEB. und *Velopecten* ALBERTI (GOLDF.) PHILIPPI). (Hierzu Tafel XXXVI und 4 Textfiguren) . . . . . 444



# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender:	Herr	WAHNSCHAFTE †	Schriftführer:	Herr	BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	{	" BORNHARDT	"	"	HENNIG
sitzende:	{	" KRUSCH	"	"	JANENSCH
Schatzmeister:	"	MICHAEL	"	"	WEISSERMEL
Archivar:	"	SCHNEIDER			

## Beirat für das Jahr 1914

Die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen,  
OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

## Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,  
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,  
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,  
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Samlungskustos Dr. Schneider**,  
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Oberbergrat Bornhardt**, Charlottenburg, Dernburg-Str. 49 oder Herrn **Professor Dr. Krusch**, Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Rich. Michael**, Charlottenburg, Kaiserdamm 74, Postscheckkonto **Berlin NW 7, Konto Nr. 16 071** oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Neuerdings wurde das Carbon des Wendenjochs noch von ESCHER (Lit. 13, 1911) in seiner zusammenfassenden Arbeit über prätriassische Alpenfaltung besprochen.

Nach KÖNIGSBERGERS Angaben (Lit. 24) und eigenen Beobachtungen liegen die Verhältnisse am Wendenjoch ungefähr folgendermassen:

Die schwarzen Schiefer und Konglomerate, die auf der Höhe des Wendengletschers am Tierberg anstehen, bilden den Teil eines Gesteinszuges, der von der Urat bis gegen Erstfeld hin zu verfolgen ist. Östlich vom Wendenjoch erwähnt TOBLER (Lit. 47) steilstehende schwarze Schiefer zwischen Zwächten und Kleinem Spannort; weiterhin müssen diese Gesteine, nach dem Funde von kohligen Schiefen und Konglomeraten in den Schuttkegeln beim Oberen See und im Riedbach zu schließen, über die Gegend des Oberen Sees bis zum Riedtal hin streichen, ohne jedoch das Reußtal noch zu erreichen. Den einzigen guten Aufschluß bietet das Wendenjoch. Erstfelder Gneis und schwarze Schiefer liegen wahrscheinlich konkordant; vielleicht ist jedoch diese Konkordanz keine ursprüngliche, sondern erst durch tektonische Vorgänge sekundär erzeugt. Auf den Gneis folgen (noch auf der Grassenseite) Konglomerate mit Bruchstücken von Erstfelder Gneis; zwischen ihnen eingeschaltet findet sich eine Lage glänzender schwarzer Schiefer, in denen bei längerem Suchen wohl Pflanzenreste gefunden werden könnten. Am Tierberg setzt sich das Profil mit Konglomeraten und stark kohleführenden Schiefen fort (7<sup>1</sup>—10<sup>1</sup>) nach Kgsb.). Dann folgt ein ziemlich mächtiger Komplex, der die „Knotenschiefer“ HUGIS darstellt (11<sup>1</sup>—13<sup>1</sup>). Es sind keine Konglomerate, wie KÖNIGSBERGER angibt, sondern dunkelgraue, sehr dünn spaltende Schiefer mit kleinen Knötchen auf den Schichtflächen. Es hält schwer, ein ordentliches Handstück aus der zerbröckelnden Masse zu gewinnen. Es handelt sich jedoch um keinen eigentlichen „Kontakt-knotenschiefer“, in dem Knoten Konkretionen sind, die sich unter dem Einfluß metamorphosierender Agenzien bilden. Die Knoten bestehen vielmehr aus größeren Quarzkörnern, die die feine Schichtung stören und kleine Erhebungen bilden. Die mikroskopische Untersuchung ergab eine Bestätigung der Angaben von HUGI: das Gestein führt einzelne Krystalle von Granat und Turmalin. Außerdem ließ sich eine große Menge feinsten Rutilnadelchen feststellen. Als sicheren Beweis einer kontaktmetamorphen Beeinflussung des Gesteins möchte ich jedoch das Vorkommen dieser Mineralien nicht auffassen; sie

können auch klastische Bestandteile des Gesteins sein. — Weiter gegen den kühn aufragenden Zahn von Rötidolomit hin treten verschiedene gneisartige Gesteine auf (14<sup>1</sup>—16<sup>1</sup> K).

Wegen der reichlichen Kohleführung, die sich in einer tief-schwarzen Farbe der Gesteine äußert, schreibt man dem ganzen Komplex von Schiefern und Konglomeraten carbonisches Alter zu.

Über E. Gn. und Carbon liegt diskordant der „autochthone Sedimentmantel“ des Aarmassivs. Mit der Annahme KÖNIGSBERGERS, daß hier am Wendenjoch noch der primäre Verband von prätriassischer Unterlage und Sedimentdecke vorhanden sei, daß also tertiär keine Verschiebungen stattgefunden hätten, möchte ich mich vollkommen einverstanden erklären. An der besonders am Grassen sehr schön entblößten Grenze zwischen der Sedimentdecke und ihrer Unterlage sind nirgends Anzeichen eines Schubvorganges, wie Rutschstreifung oder ähnliches, zu sehen.

Die Sedimente beginnen mit einer grobkörnigen Arkose, die am Abhang des Grassen schön gerundete und eigentümlich herauswitternde Dolomitknollen einschließt. Sie ist wohl im wesentlichen ein Aufbereitungsprodukt des darunterliegenden Gneises; sie besitzt außerordentliche Widerstandsfähigkeit gegen die Einflüsse der Verwitterung: der ganze N-Abhang des Grassen ist von ihr eingedeckt. Auf die Arkose folgen Rötidolomit, Dogger und Malm (vgl. Lit. 13 und 47). Durch die Gewalt der tertiären Gebirgsbewegung wurde das Ganze, Gneis und Carbon samt der diskordant darüberliegenden Sedimentdecke, als eine Einheit schief gehoben, so daß jetzt die Auflagerungsfläche der Sedimente unter einem Winkel von ca. 30° nach NW einfällt. Dadurch erhielten die ursprünglich fast saiger stehenden oder schwach N fallenden Gneise und Schiefer ein schwaches Einfallen nach S.

Bei der Beschreibung des Wendenjochprofils wurde bis jetzt der allerdings nicht unmittelbar anstehende Innertkirchener Granit außer Betracht gelassen. Dieses Gestein bildet längs des ganzen N-Abhangs des Gadmentals die Unterlage der Sedimente. Der Aufstieg zum Wendengletscher zeigt ihn schön entblößt, mit zahlreichen Scholleneinschlüssen (vgl. S. 260 und 268). Auch auf dem Wendengletscher selbst gelang es mir, noch I. Gr. nachzuweisen. Am Joch ist er nicht mehr zu sehen, dagegen muß er unter der Ostwand des Titlis (also auf Engelberger Seite) nochmals heraustreten, was Funde im Firnalpelibach beweisen (vgl. S. 260).

Es ist damit nachgewiesen, daß ein granitisches Gestein in nächster Nähe des Wendenjochcarbons vorhanden sein muß, daß es vielleicht unter ihm durchzieht. Dementsprechend muß das Profil KÖNIGSBERGERS ergänzt werden. Leider ist die Grenze beider Gesteine unter dem Gletscher verborgen, so daß ihr gegenseitiges Verhältnis nicht unmittelbar beobachtet werden kann. Durch das Vorhandensein des I.Gr. wird natürlich die Diskussion des Wendenjochprofils gegenüber KÖNIGSBERGER bedeutend komplizierter.

Sicher ist, daß der Komplex Erstf. Gn. + Carbon schon prätriassisch aufgerichtet worden sein muß. Auch der Granit muß vortriassisches Alter besitzen. Das Carbon ist jünger als der Gneis; der I.Gr. ist ebenfalls jünger als die E. Gn., wie schon früher ausgeführt wurde (vgl. S. 254). Es bleibt also nur die Frage nach dem Altersverhältnis von Granit und Carbon zu beantworten übrig.

KÖNIGSBERGER erklärt die Aufrichtung der Schiefer des Wendenjochs durch eine hebende Kraft, die der Zentralgranit bei seiner Intrusion ausgeübt habe. Natürlich wären dann die dem Wendenjochcarbon konkordanten, gleichfalls steilstehenden E. Gn. auch durch den Granit gehoben worden. Nun ist aber der Zentralgranit recht weit entfernt und durch die ganze Sericitschieferzone mit ihren tiefgreifenden tertiären Einfaltungen (Kalkkeil von Färnigen) vom Wendenjoch getrennt, so daß die Annahme KÖNIGSBERGERS unwahrscheinlich genannt werden muß. Viel eher ließe sich noch an eine Hebung durch den I.Gr. denken, der ja unter dem Wendenjoch durchzieht; doch wissen wir über derartige Wirkungen von Intrusivmassen viel zu zu wenig, um hier etwas Sicheres sagen zu können. Das einfachste und nächstliegende ist ohne Zweifel, die Aufrichtung einer hercynischen<sup>1)</sup> Gebirgsbewegung zuzuschreiben. Die Frage ist nun: Geschah die Eruption des I.Gr. nach oder vor dieser Gebirgsbewegung? Drang der I.Gr. in schon aufgerichtete Schichten ein oder machte er nach der Intrusion gemeinsam mit E. Gn. und Carbon die „Faltung“ durch? Das erstere erscheint viel wahrscheinlicher. Gegen die zweite Annahme spricht die ungestörte, fast intakte Beschaffenheit des I.Gr. in der Umgebung des Wendenjochs. Hätte er vereint mit E. Gn. und Carbon die hercynische Gebirgsbewegung mitmachen müssen, so hätten sich ihm gewiß in der Nähe einer so stark dislozierten Stelle Spuren davon aufgeprägt. Vielmehr spricht

<sup>1)</sup> Unter „hercynischer“ Gebirgsbewegung soll mit ESCHER (Lit. 13) ein Vorgang der carbonisch-permischen Faltungsperiode verstanden sein.

auch die überaus starke Zunahme von Schollen im I.Gr. gegen das Wendenjoch hin sehr stark dafür, daß hier noch ein primärer, durch keine spätere Gebirgsbewegung mehr gestörter Verband des intrusiven Magmas mit dem Schichtkomplex, in den es eindrang, vorliegt. Daß einige Schollen aus Erstfelder Sedimentgneis bestehen, wurde erwähnt; andere scheinen den Carbon-schichten zu entstammen. Der eindringende I.Gr. traf also die E. Gn. mitsamt den Carbonschichten bereits steilgestellt an. — Dies würde im Einklang stehen mit der sonst gemachten Beobachtung, daß das Eindringen von Intrusivgesteinen dem Faltungsprozeß nachfolgt, daß es jedenfalls auf Spalten geschieht, die erst durch die Gebirgsbewegung aufgelockert wurden. Der I.Gr. wäre also jünger als die Carbonschichten des Wendenjochs.

Damit ist das relative Alter der geologischen Geschehnisse bestimmt; es bleibt noch die Aufgabe übrig, sie in die geologische Chronologie einzureihen. Dies ist insofern schwierig, als eine genaue Altersbestimmung der Schichten des Wendenjochs aus Mangel an Fossilfunden nicht stattfinden kann. Nach ihrem petrographischen Habitus, vor allem ihrem reichlichen Kohlengehalt, müssen sie als Carbon aufgefaßt werden.

Das einzige Carbonvorkommen im Aarmassiv, dessen Alter genau bekannt ist, ist das am Bifertengrätli (Tödi); die Schichten sind nach den neuesten Bestimmungen der Pflanzenfunde durch ZEILLER (Lit. 13) als Oberes Westphalien aufzufassen. Nach SCHMIDT (Lit. 40) und KÖNIGSBERGER (Lit. 24) sind die Carbonschichten an der Windgälle und am Bristenstock nach ihrer petrographischen Ähnlichkeit denen des Bifertengrätli gleichzustellen. Das Wendenjochcarbon ist aber höchstwahrscheinlich älter als diese Schichten, die konkordant zum darüberliegenden Sedimentmantel liegen! Sie sind also von der hercynischen Gebirgsbewegung nicht ergriffen worden, die die Schichten des Wendenjochs noch aufrichtete. Demnach muß das Carbon des Wendenjochs älter sein als Ob. Westfalen, also jedenfalls das Untercarbon repräsentieren (vgl. auch KÖNIGSBERGER, Lit. 24).

Zu demselben Resultat gelangt man, wenn wir den I.Gr. zeitlich dem Schwarzwaldgranit gleichsetzen<sup>1)</sup>. Der Granit des Schwarzwalds metamorphosiert nämlich das Kulm, kommt aber in den Ablagerungen des Obercarbons (Saarbrücker und Ottweiler Stufe, vgl. Lit. 26) samt seinen Nachschüben bereits als Bestandteil der Konglomerate vor. Sein Alter ist demnach wahrscheinlich oberstes Untercarbon. Nach den obigen Aus-

<sup>1)</sup> Über die Berechtigung dieser Parallelisierung siehe S. 266.

führungen ist das Carbon des Wendenjochs älter als der I.Gr. (oberstes Untercarbon); daraus resultiert also für diese Schichten wieder Untercarbon.

Damit befinde ich mich auch in Übereinstimmung mit KÖNIGSBERGER, ohne mich im einzelnen seiner Beweisführung anschließen zu müssen. Er unterscheidet im Aarmassiv zwei Carbonzonen: eine ältere, der die Schichten des Wendenjochs zugehören, und eine jüngere, zu der die Vorkommen vom Bristenstock, der Windgälle und vom Bifertengrätli zu rechnen sind. Erstere ist Untercarbon, die zweite Obercarbon; zeitlich dazwischen liegt nach ihm die Intrusion des Zentralgranits.

ESCHER (Lit. 13) unterscheidet im Aarmassiv zwei hercynische Faltungen: die erste wäre älter als obere Saarbrücker Stufe (eine starke Erosionsdiskordanz beweist beträchtlich höheres Alter, jedenfalls Untercarbon); die zweite hercynische Faltung, die die Schichten des Bifertengrätli (ob. Saarbr. St.) ergriff, ist jünger als diese. Nach diesem Schema wäre das Carbon des Wendenjochs von der ersten hercynischen Faltung disloziert worden. Von allen übrigen Carbonvorkommen des Aarmassivs (Bristenstock, Windgälle, Stock Pintga, Gliemslücke, Bifertengrätli) ist nur für das Bifertengrätli Diskordanz zur Trias nachgewiesen; die zweite hercynische Faltung besitzt demnach anscheinend nur lokalen Charakter.

Mit Hilfe dieser Parallelisierungen, die dadurch einen erheblichen Grad von Sicherheit gewährleisten, daß verschiedene Wege zum gleichen Resultat geführt haben, läßt sich die Reihenfolge der geologischen Vorgänge genauer präzisieren.

Bildung des Gneises	— Präcambrisch bzw. alt-paläozoisch
Bildung der Sedimentschichten des Wendenjochs	— Untercarbon
Aufrichtung von Gneis und Schiefern	— 1. hercynische Faltung— Ob. Untercarbon
Intrusion des I.Gr.	— Grenze von Untercarbon und Obercarbon.

Ausbildung einer Abrasionsfläche.

Diskordante Überlagerung von Gneis und Untercarbon durch Arkose, Rötidolomit (= Muschelkalk?), Jura usw.

Hebung des Ganzen (Gneis + Untercarbon + Granit + Sedimentdecke) durch die tertiäre Gebirgsbewegung von SO her.

Damit erhalten wir nun aber eine frappierende Analogie mit den Verhältnissen im Schwarzwald. Bei den Erstfelder Gneisen wurde bereits darauf hingewiesen, daß sie höchstwahrscheinlich mit den Gneisen des Schwarzwalds identisch sind (vgl. S. 77); beim I.Gr. wurde seine Ähnlichkeit mit den Graniten des Schwarzwalds betont (vgl. S. 132). Die Schichten des Wendenjochcarbons beweisen nun die Gleichzeitigkeit der geologischen Vorgänge in beiden Gebieten. Quer durch den südlichen Schwarzwald zieht eine Zone von sedimentären Gesteinen (Konglomeraten usw.) kulmischen Alters von Badenweiler bis Lenzkirch. In diese bereits aufgerichtete Gesteinszone (erste hercynische Faltung!) drang der Granit ein und metamorphosierte sie zum Teil. Die Obercarbonschichten, die sich später ablagerten, sind nicht mehr disloziert, lokale Störungen abgerechnet (Carbon von Gengenbach-Berghaupten — zweite hercynische Faltung?). Die Analogie der geologischen Vorgänge und der in Betracht kommenden Gesteine wäre demnach eine vollkommene. Sie mag in folgender Übersicht zum Ausdruck gelangen:

Schwarzwaldgneise		Bildung der	Erstfelder Gneise
Kulmzone		Bildung der	Schichten des Wendenjochs
Badenweiler-Lenzkirch			Untercarbon
Kulmzone		Aufrichtung der	Untercarbonschichten des Wendenjochs
Badenweiler-Lenzkirch			
		Erste hercynische Faltung.	
Schwarzwaldgranits		Eindringen des	Innertkirchener Granits
Zwischen		Unter- und Obercarbon	
Obercarbonschichten des nördl. Schwarzwalds (Berghaupten, Diersberg, Ohlsbach usw.)		Bildung der	Obercarbonschichten des Bifertengrätli, Windgälle, Bristenstock
Saarbrücker und Ottweiler Stufe			Ob. Saarbrücker Stufe
		Zweite hercynische Faltung.	
Lokal			Lokal (Bifertengrätli)
		Bildung einer Abrasionsfläche.	

Bei der großen Ähnlichkeit der Gesteine der „nördlichen Gneiszone“ mit denen des Schwarzwalds, sowie bei der bis ins einzelne gehenden Analogie der geologischen Vorgänge in beiden Gebieten muß der Schluß gezogen werden, daß in der „nördlichen Gneiszone“ ein Stück echten varistischen Grundgebirges vom Typus des Schwarzwalds vorliegt.



### D. Die Tektonik des Aarmassivs.

Im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen gelangten wir zu dem Ergebnis, daß die Gesteine der sogenannten „nördlichen Gneiszone“ in allen wesentlichen Punkten den Gesteinen des Schwarzwalds entsprechen, sowie daß sich für beide Gebiete dieselbe geologische Geschichte nachweisen läßt; es mußte daraus der Schluß gezogen werden, daß uns hier noch ein Rest echten varistischen Grundgebirges entgegentritt. Es soll im folgenden ausgeführt werden, was für Konsequenzen dies für die Anschauungen vom Bau des Aarmassivs hat.

Den tektonischen Aufbau von Aare-, Gotthard- und Montblancmassiv kennzeichnet man mit dem Worte „Fächerstruktur“. Die Schichtung steht im allgemeinen recht steil, in der Mitte saiger. Je weiter man von der Mitte zu nach außen geht, desto flacher wird die Lagerung der Schichten, die alle der Mitte zu einfallen. Speziell beim Aarmassiv spricht man von asymmetrischer Fächerstruktur: der S-Flügel besitzt nur ungefähr den achten Teil der Breite des N-Flügels. Nach den Untersuchungen HEIMS (Lit. 18) und BALTZERS (Lit. 1 und 2) wäre ein solcher Fächer ein eng zusammengeschobenes Büschel steilstehender Falten, deren Sättel der Erosion zum Opfer gefallen sind. Die Bildung der Fächerfalten erfolgte nach diesen Forschern im Tertiär, was durch die Einfaltung sedimentärer „Mulden“, die noch Jura führen, bewiesen wurde.

KÖNIGSBERGER (Lit. 24 und 25) widerspricht dieser weitverbreiteten Auffassung und versucht nachzuweisen, daß die Hauptelemente der Tektonik schon auf eine hercynische Faltung zurückzuführen seien. Für den Zeitpunkt der Auffaltung nimmt er die Zeit zwischen Mittel-<sup>1)</sup> und Obercarbon an (Lit. 24, S. 884), d.h. die Zeit zwischen Wendenjoch-Carbon und Carbon vom Bristenstock (= Carbon vom Bifertengrätli = Ob. Westphalien nach ESCHER-ZEILLER). In welcher Weise er die Aufrichtung der Schichten mit der Intrusion des Zentralgranits in Zusammenhang bringt, wurde bereits erwähnt (S. 291). Im Tertiär habe dann nur noch schräge Hebung des Ganzen und stärkerer Zusammenschub stattgefunden.

Noch weiter geht ESCHER (Lit. 13). Er bespricht alle Carbonvorkommnisse der Westalpen und weist an Hand davon zwei hercynische Faltungen nach: die erste vor Ablagerung des Obercarbon, die zweite vor Ablagerung der Trias. Von diesen

<sup>1)</sup> Es sollte nach den übrigen Ausführungen K.'s besser Unter-carbon heißen!

Resultaten ausgehend, verallgemeinert er, übersieht die Wirkungen einer tertiären Gebirgsbewegung an den Zentralmassiven vollständig und erklärt den ganzen Bau der autochthonen Massive für hercynisch. „Ich glaube aber bestimmt, daß es Reste eines hercynischen Gebirges sind und nicht ‚heraufgetragene Teile des mitgefalteten Untergrundes‘“ (Lit. 13, S. 94).

Die Wahrheit wird wohl in der Mitte liegen zwischen den älteren Anschauungen HEIMS und BALTZERS und den neueren von KÖNIGSBERGER und ESCHER.

Wohl allgemein ist jetzt die Ansicht als richtig angenommen, daß am Nordrand des Aarmassivs die Sedimente auf einer Abrasions- (Denudations-) fläche des krystallinen Gebirges aufliegen, und daß sie sich, kleine Rutschungen abgerechnet, noch im primären Verband mit ihrer Unterlage befinden. Man bezeichnet sie demnach als den „autochthonen Sedimentmantel des Aarmassivs“, im Gegensatz zu den höher liegenden, von S her übergeschobenen Decken (vgl. Taf. XXI, Fig. 2). Stehen nun unter einer Sedimentdecke steilgestellte Gneise und Schiefer an, so ist es klar, daß ihre Aufrichtung vor der Überlagerung durch die Sedimente erfolgt sein muß. Bei den steilgestellten Gneisen und carbonischen Schiefern (Wendenjoch!) unter dem autochthonen Sedimentmantel handelt es sich also zweifellos um ein prätriassisches, höchstwahrscheinlich hercynisches Rumpfgebirge. Seine Faltung erfolgte in der varistischen Richtung (SW—NO), d. h. in derselben, wie die spätere tertiäre Alpenfaltung.

Nun darf aber aus dieser Diskordanz zwischen krystallinen Gesteinen und autochthonem Sedimentmantel am Nordrand des Aarmassivs durchaus nicht auf die Tektonik des ganzen Massivs geschlossen werden, wie dies von KÖNIGSBERGER und ESCHER geschieht. Der Beweis für tertiäre Elemente der Tektonik liegt in der großartigen Einfaltung jüngerer (triassischer und jurassischer) Sedimente in das Zentralmassiv.

Hier ist zunächst die Zone des Kalkkeils von Färnigen zu nennen. Bei diesem Ort liegt ein Komplex von Porphyren, Rütidolomit (nur in einzelnen Fetzen; vgl. MÖSCH, Lit. 27, S. 286), Dogger und Malm konkordant im Sericitgneis. Daß dem Kalkkeil von Färnigen eine viel größere Bedeutung zukommt, als bisher angenommen wurde, beweisen die Untersuchungen KÖNIGSBERGERS (Lit. 25). Er wies nach, daß die Einklemmung des Jura mit einem Porphyrgyz verbunden sei, der vom Tscharren (am Oberalpstock) an zu verfolgen ist. Am Bristenstock liegen auf diesem Porphyrgyz die Anthrazite des Bristenstäfeli. Bei Inschi tritt zum erstenmal Dogger auf; schließlich kommt noch

Malm hinzu, der am Kalkkeil des Kalchtals zum letztenmal auftritt. Zweifellos bilden die Porphyre und die carbonischen (?) Schiefer der Trifthütte am Thältistock eine Fortsetzung dieses Zuges, was schon auf der BALTZERSchen Karte (Bl. 13) klar heraustritt.

Die Bedeutung dieses merkwürdigen, für die Tektonik des Aarmassivs überaus wichtigen Zuges möge an Hand eines Profils vom oberen Engelberger Tal über das Kleine Spannort bis Maien-Dörfli besprochen werden (Fig. 8). Steigt man von Stäffeli über die Spannorthütte zum Kleinen Spannort auf, so kommt man

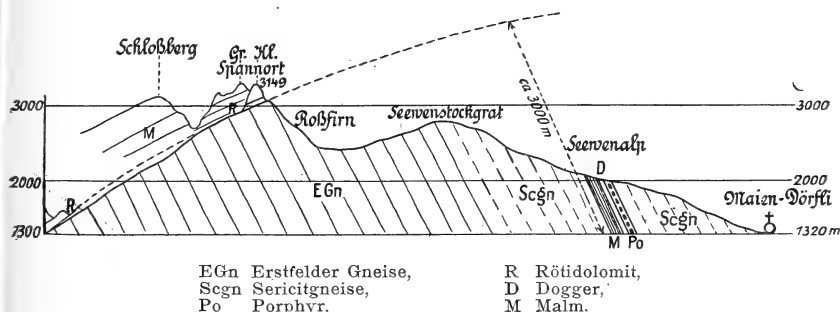


Fig. 8.

Profil Engelberger Tal — Kl. Spannort — Maiental (Versenkung des Kalkkeils von Färnigen). Maßstab 1 : 100000.

über steilgestellte E. Gn., auf denen diskordant die Sedimentdecke liegt. Beim Abstieg über den Roßfirn ins Maiental bleibt die Gneisschichtung immer dieselbe; auf Seenenalp trifft man nun aber plötzlich auf Jurakalk, der konkordant im Gneis liegt. Bei Färnigen steht der Kalk noch in der Talsohle an. Denkt man sich südlich über das Kleine Spannort hinaus, wie dies im Profil angedeutet ist, die Auflagerungsfläche fortgesetzt, so kommt für die Versenkung des Kalkes unter diese Fläche ca. 3000 m heraus. Wenn diese Zahl auch zu hoch gegriffen wäre, so kann doch gesagt werden, daß es sich hier um eine zweifellos tertiäre Gebirgsbewegung größten Stils handelt, vollends wenn wir bedenken, daß sich diese Zone (allerdings in sehr wechselnder Gestalt) vom Oberalpstock bis zum Triftgletscher verfolgen läßt. Der Kalkkeil von Färnigen lehrt, daß die Konkordanz der Gneise vom Engelberger Tal bis ins Maiental nur eine scheinbare ist: zum Teil ist die so einfach erscheinende Tektonik carbonischen, zum Teil tertiären Alters. Als „Mulde“ kann der Zug des Kalkkeils nicht be-

zeichnet werden; dazu fehlt ihm der symmetrische Bau. Es ist eine Einfaltung in weiterem Sinn, entstanden durch riesige Versenkung, verbunden mit konkordanter Anpressung an älteres, schon gefaltetes Gebirge. Dadurch setzt sich diese Erscheinung in einen gewissen Gegensatz zu den Vorgängen an der nördlichen Kontaktfläche von „Gneis“ und Kalk, wo überall die gebirgsbildenden Kräfte nach oben wirken, den Kalk festklemmen und den Granit darüber wegschieben (z. B. Pfaffenkopf).

Die zweite Erscheinung, die für tertiäre Tektonik der Zentralmassive spricht, ist die sog. „Urserenmulde“, die sich zwischen Aare- und Gotthardmassiv einschiebt und sich längs des ganzen Südrands des Aarmassivs verfolgen läßt (auf über 100 km Entfernung). Auch sie muß tertiär eingefaltet sein, denn es kommen in ihr noch jurassische Gesteine vor. Ihr tiefes Eindringen zwischen den krystallinen Gesteinen beweist die Tatsache, daß der Marmor von Andermatt beim Bau des Gotthardtunnels durchfahren wurde.

Angesichts dieser beiden großartigen „Einfaltungen“, die sich auf Dutzende von Kilometern verfolgen lassen und in relativ geringer Entfernung (ca 12 km) voneinander dahinziehen, kann man unmöglich die Zentralmassive einfach als „hercynische Gebirge“ bezeichnen. Meines Erachtens genügen sie vollständig, um die tertiäre Tektonik des dazwischenliegenden Zentralmassivteils zu beweisen. Derart gewaltige tektonische Erscheinungen lassen sich auch nicht allein durch „stärkeren seitlichen Zusammenschub im Tertiär“ erklären, wie KÖNIGSBERGER will. Aus seinem „schematischen Rekonstruktionsversuch eines Profils im Mesozoikum durch das Aaremassiv“ (Lit. 25, S. 39) geht diese Möglichkeit in keiner Weise hervor; es müßte noch sogar wie alles geschehen, um aus diesem Querschnitt die Fächerstruktur entstehen zu lassen.

Nach diesen Ausführungen ist also die Tektonik des Aarmassivs zum Teil carbonischen, zum Teil tertiären Alters. Nördlich vom Kalkkeil von Färnigen befindet sich varistisches Grundgebirge, hercynisch gefaltet; mit der Zone von Färnigen beginnt die tertiäre Tektonik, die das ganze übrige Massiv beherrscht. Durch die Kraft der Alpenfaltung wurden Gesteinsserien an das davorliegende ältere Gebirge angepreßt. Das Aarmassiv ist demnach aus zwei Teilen zusammengeschweißt, und so gut man durch die Urserenmulde Aarmassiv und Gotthardmassiv trennt, mit ebensoviel und noch mehr Recht könnte man durch die Zone von Färnigen das Aarmassiv in zwei Teile scheiden. Daß das Ganze trotzdem

scheinbar einheitliche Struktur aufweist, erklärt sich aus der Tatsache, daß hercynische und tertiäre Faltung in genau derselben Richtung gewirkt haben.

Damit findet auch eine Frage ihre Beantwortung, die bei der Behauptung aufsteigen muß, die „nördliche Gneiszone“ des Aarmassivs sei, kurz gesagt, Schwarzwälder Grundgebirge. Wie kommt es, daß dieses Grundgebirge nach einem Verschwinden unter Sedimenten auf einer Breite von ca 100 km (von Laufenburg bis Erstfeld) gerade noch in einem Streifen von wenigen Kilometern Breite hier heraussehen soll, um dann endgültig von andern Gesteinen abgelöst zu werden? Das scheint äußerst zufällig und deshalb durchaus unwahrscheinlich zu sein. Die Antwort auf diese berechnete Frage dürfte nach dem bis jetzt Ausgeführten nicht allzu schwierig zu geben sein: Gerade hier setzen gewaltige tertiäre Dislokationen ein, die andere Gesteine an das ungestörte varistische Grundgebirge anpressen. Über die Natur derartiger gebirgsbildender Vorgänge in krystallinen Gesteinen besitzt die Wissenschaft zurzeit allerdings nur wenige klare Vorstellungen. Vielleicht sind aber auch die Gesteine, die das varistische Grundgebirge ablösen, jüngerer, erst tertiären Alters (Zentralgranit); dies wäre eine noch einfachere Erklärung für sein Verschwinden.

Nach alledem erhält nun aber die „nördliche Gneiszone“ den Charakter als Widerlager bei der Alpenfaltung. Selbstverständlich kann der Schwarzwald nicht als Widerlager gelten (ESCHER, Lit. 13), aber auch nicht die Zentralmassive als Ganzes, wie ESCHER dann annehmen möchte. Als Widerlager müssen wir diejenige Masse auffassen, an der die von SO kommende Bewegung sich staute, die diesen gewaltigen Kräften gegenüber sich in ihrer Lage behaupten konnte. Wir müssen es natürlich von vornherein im krystallinen Untergrund suchen. Alles dies trifft für die „nördliche Gneiszone“ zu. Südlich von ihr findet noch ein Zusammenschub statt; das beweisen die Zone von Färnigen und die Urserenmulde. An dem Sockel varistischen Grundgebirges von E. Gn. und I.Gr. kam jedoch die Gebirgsbewegung zum Stillstand; der ganze Komplex wurde zwar samt der darüber lastenden Sedimentdecke schief aus dem Untergrund herausgehoben, sonst aber nicht weiter disloziert; er konnte standhalten. Darüber hinweg schoben sich die weiter im S abgescherten Decken. Daß die nördliche Gneiszone bei der Alpenfaltung gewaltige Drucke

auf sich genommen hat, das beweisen die Quetschzonen des I.Gr. und der E. Gn. sowie die Verknetungen mit dem autochthonen Sedimentmantel.

### **Zusammenfassung der Resultate.**

In der sogenannten „nördlichen Gneiszone“ des Aarmassivs sind zwei verschiedene, scharf begrenzte Gesteinsgruppen zu unterscheiden: die Erstfelder Gneise und der Innertkirchener Granit.

Der Komplex der E. Gn. ist in erster Linie zusammengesetzt aus körnig-schuppigen Biotitgneisen mit gut ausgebildeter Lagentextur. Schon HEIM bezeichnet diesen Typus als außerordentlich konstant. Die Struktur dieser Gesteine schließt eine Entstehung durch bloße Druckmetamorphose oder durch Krystallisationsschieferung aus; die regelmäßige Zusammensetzung spricht gegen die Deutung dieser Gesteine als injizierte Schiefer. Vielmehr finden sich deutliche Anklänge an Eruptivstruktur; das Gestein ist als reiner Eruptivgneis (Orthogneis) anzusprechen.

Von ihm unterscheidet sich scharf ein feinkörniger Gneis mit kleinen Biotitblättchen, der schon in seinem Auftreten an ein sedimentäres Gestein erinnert. Die krystalloblastische Struktur und die wechselnde chemische Zusammensetzung des Gesteins stimmen zu der Ansicht, daß es sich um einen Sedimentgneis handelt. An verschiedenen Stellen finden sich Einlagerungen von Kalk und Kalksilikatfels. Besonders interessant sind Wollastonitgesteine vom Sustenpaß.

Meist tritt der Sedimentgneis nicht in vollständiger Reinheit auf; es finden sich in ihm aplitische oder pegmatitische Gänge, die sich zuletzt in feine Adern auflösen. Diese Gneise sind demnach als Mischgneise zu bezeichnen.

Die einzelnen Gesteinstypen weisen nun enge Verwandtschaft mit den Gneisen des Schwarzwalds auf: die Eruptivgneise entsprechen strukturell und chemisch den Schapbachgneisen, die Sedimentgneise den Renghneisen. Besonders überraschend ist die Übereinstimmung der Einlagerungen von Kalksilikatgesteinen im Erstfelder Sedimentgneis mit entsprechenden Vorkommen vom Schwarzwald.

Im Süden schließen sich an die E. Gn. sehr stark gepreßte Gesteine an („Zone der Sericitgneise“), die zum großen Teil aus umgewandelten E. Gn. bestehen.

Der Innertkirchener Granit, der westlich vom Wendenjoch die E. Gn. ablöst, ist ein typischer Granitit mit nor-

maler Ausscheidungsfolge, der weder zum Erstfelder Eruptivgneis noch zum Zentralgranit Beziehungen aufweist, vielmehr dem Gasterengranit und jedenfalls auch den Graniten des Schwarzwalds gleichzustellen ist. Sehr weit verbreitet in ihm sind Scholleneinschlüsse; die Marmorlinsen der Äußeren Urweid sind nicht abgequetschte Teile des Pfaffenkopfkeils, sondern große vom Granit umflossene Schollen.

Der I.Gr. zeigt an der Grimselstraße sehr schön entwickelte Quetschzonen, in denen die Umwandlung des Granits zu gneisähnlichen Gesteinen, schließlich zu feinplattigem Sericitschiefer in allen Stadien zu verfolgen ist.

Das Carbon des Wendenjochs ist jünger als die E. Gn. und jedenfalls älter als der I.Gr.; wahrscheinlich ist es dem Untercarbon des südlichen Schwarzwalds gleichzustellen.

Die ganze „nördliche Gneiszone“ entspricht petrographisch und tektonisch dem krystallinen Schwarzwald; sie stellt ein Stück echten varistischen Grundgebirges mit carbonischer Tektonik dar. Die sedimentären Zonen von Färnigen und Andermatt beweisen jedoch für den südlicher liegenden Teil des Aarmassivs sowie für das Gotthardmassiv das tertiäre Alter der Tektonik. Damit erscheint das (bis jetzt als einheitlich angesehene) Aarmassiv aus zwei verschiedenen Teilen zusammengeschweißt: die Zone von Färnigen scheidet die carbonisch aufgerichtete „nördliche Gneiszone“ von den tertiär dislozierten eigentlichen Zentralmassiven. Die „nördliche Gneiszone“ bildete das Widerlager bei der Alpenfaltung, was durch das Auftreten der sich südlich anschließenden riesigen Quetschzonen bestätigt wird.

## 6. Zur Tektonik des Monte Guglielmo und der mittleren Val Trompia<sup>1)</sup>.

VON HERRN NORBERT TILMANN in Bonn.

(Hierzu Taf. XXII und 6 Textfiguren.)

Seit dem Erscheinen meines Aufsatzes in diesen Monatsberichten<sup>2)</sup> ist über die Triasberge östlich des Iseosees eine Reihe geologischer Mitteilungen veröffentlicht worden, die geeignet sind, das von mir entworfene Bild von dem Aufbau des Massives des Monte Guglielmo bis zur mittleren Val Trompia hin erheblich umzugestalten. In erster Linie sind hier die Arbeiten von G. B. CACCIAMALI zu nennen, der nach Aufnahme der südlich vorliegenden Bergzüge auch das ganze Gebiet des Monte Guglielmo und der mittleren Val Trompia in den Bereich seiner Untersuchungen gezogen hat<sup>3)</sup>. Ich würde mit der Besprechung und Kritik dieser Arbeiten bis zum Erscheinen der meine Studien endgültig darlegenden ausführlichen Beschreibung des ganzen Triasgebirges östlich des Iseosees gewartet haben, wenn nicht die Resultate, die sich Herrn CACCIAMALI besonders in tektonischer, aber auch in einigen Punkten in stratigraphischer Hinsicht ergeben, so vollständig von den von mir vertretenen Anschauungen abweichen würden. So sehe ich mich genötigt, wenigstens kurz auf die Darlegungen CACCIAMALIS näher einzugehen, schon weil man sonst mit Recht vermuten könnte, ich hätte ebenso wie CACCIAMALI meine Ansichten über die Tektonik des Monte Guglielmo und seiner Umgebung geändert und stimme seinen Deutungen vom Bau dieser Berge bei.

<sup>1)</sup> Die lateinischen Zahlen im Text beziehen sich auf die mit entsprechender Nummer versehenen Arbeiten, die in den Fußnoten angeführt sind.

<sup>2)</sup> TILMANN, N.: Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Trias des Monte Guglielmo. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1909, Monatsber. Nr. 4. (I).

<sup>3)</sup> CACCIAMALI, G. B.: Una falda di ricoprimento tra il lago d'Iseo e la Val Trompia, Boll. soc. geol. Ital. **29**, 1910. — La Geologia Bresciana alla luce dei nuovi concetti orogenici. Comm. Aten. Brescia 1911. — La falda di ricoprimento del Monte Guglielmo con premesso schizzo tectonico della Lombardia orientale. Boll. soc. geol. Ital. **30**, 1911. — Struttura geologica del gruppo del Monte Guglielmo. Comm. Aten. Brescia 1912. (II).



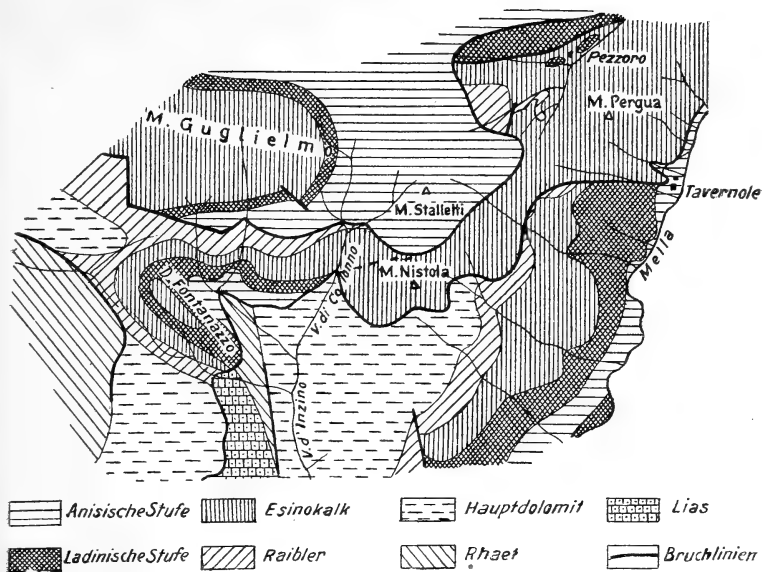


Fig. 1. Geologische Skizze des Monte Guglielmo nach der Karte 1:25 000  
VON G. B. CACCIAMALI 1:100 000.

**Tektonische Skizze  
der  
Trias des Monte Guglielmo.**  
1:150 000.

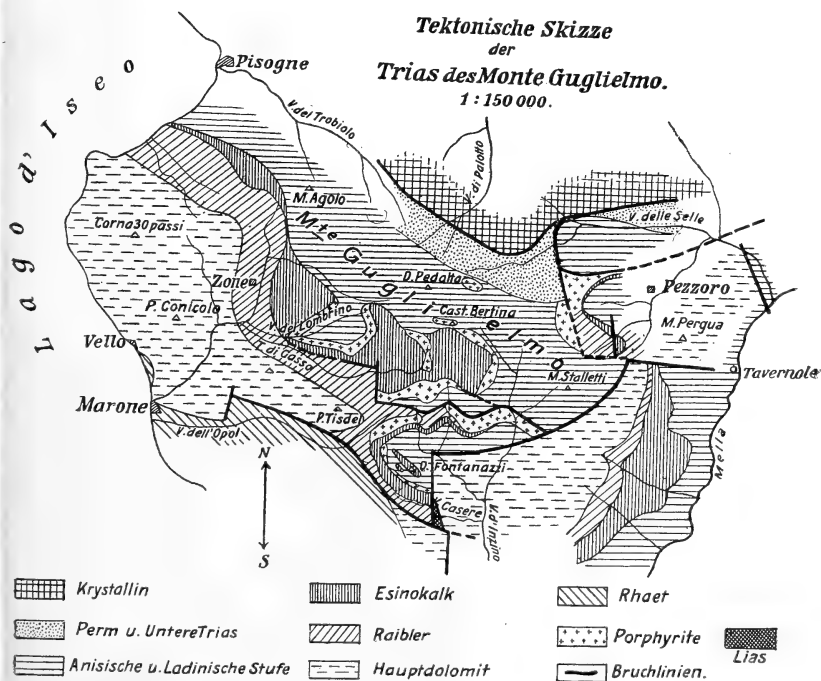


Fig. 2. Karte des Monte Guglielmo (nach TILMANN).

Es ist eine kurze Klarstellung auch deshalb erforderlich, weil der Auffassung CACCIAMALIS von anderer Seite beigegeben worden ist. BONOMINI<sup>1)</sup> hat sich in einer kurzen Arbeit über den M. Gardio zu dieser neuen Deutung bekannt, und auch H. RASSMUSS<sup>2)</sup> hat sie sich — freilich ohne weitere Kritik — zu eigen gemacht, da sie sich so gut der von ihm aufgestellten Hypothese über den Bau der lombardischen Alpen einfügt. Dadurch erhalten die Differenzen, die zwischen Herrn CACCIAMALI und mir hinsichtlich der Tektonik des Monte Guglielmo bestehen, auch prinzipielle Bedeutung für die Auffassung des Baues dieses Teiles der Südalpen; sie spiegeln den Gegensatz, der sich in der Ausdeutung des tektonischen Charakters der ganzen Südalpenzone neuerdings wieder schärfer bemerkbar macht; es handelt sich um die Entscheidung der Frage, ob Faltenbau und Faltenüberschiebungen, also vorwiegend tangentialer Schub, oder Senkungserscheinungen, begleitet von tangentialem Druck, den Charakter der Tektonik bedingen.

Die Ausführungen CACCIAMALIS sind von einer geologischen Karte des Monte Guglielmo im Maßstab 1 : 25 000 (Fig. 1) und einer Profilserie begleitet (II). Es handelt sich im wesentlichen um die gleiche Gegend, die ich in meiner früheren Arbeit durch eine Karte in kleinerem Maßstab und eine Folge von Profilen erläutert habe (I)<sup>3)</sup> (Fig. 2). Aus dem Vergleich beider Karten wird man entnehmen, daß, abgesehen von dem südöstlichen Teil des Gebirgsmassives des Monte Guglielmo, unsere Aufnahmen in der Verteilung der verschiedenen Schichtkomplexe und auch im Verlauf der Störungslinien in den wesentlichsten Punkten übereinstimmen. Um so erstaunter wird man danach den fundamentalen Unterschied in der Auffassung der Tektonik bemerken, der sich in den Profilen (Fig. 3 u. 4) scharf ausprägt.

Das Endergebnis meiner Untersuchungen lief darauf hinaus, daß das tektonische Bild, das die Störungen diesem Gebiete aufprägen, im wesentlichen auf Senkungsprozesse und durch diese hervorgerufene Stauungen zurückgeführt werden könne und mit dem Nachweis des Fehlens einer größeren Faltung die Annahme ausgeschlossen erscheine, daß die Dis-

<sup>1)</sup> BONOMINI, C.: Il Monte Gardio. Boll. soc. geol. Ital. **31**, 1912.

<sup>2)</sup> RASSMUSS, H.: Der Gebirgsbau der lombardischen Alpen. Zeitschrift Deutsch. Geol. Gesellsch., Monatsber. **65**, Nr. 2, 1913.

<sup>3)</sup> Da die Arbeit von CACCIAMALI der Mehrzahl der Leser zum Vergleich kaum zugänglich sein dürfte, habe ich in Fig. 1 eine verkleinerte Kopie seiner Aufnahme gegeben und füge in Fig. 2 meine frühere Skizze etwas erweitert und verbessert bei.

lokationen aus überschobenen und zerquetschten Falten hervorgegangen und als Faltenbrüche anzusprechen seien (I).

Dagegen findet CACCIAMALI in dem gleichen Gebiet beträchtliche Überschiebungen, die aus gegen S übergelegten Falten entstanden sein sollen. Die Störungslinien, die auf meiner Karte und meinen Profilen als Längsbrüche erscheinen,

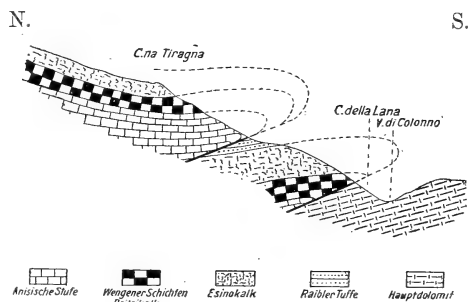


Fig. 3.

Profil durch den Südfall des Monte Guglielmo 1:50000  
(nach G. B. CACCIAMALI).

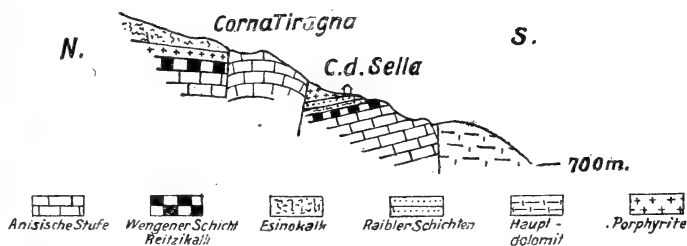


Fig. 4.

Profil durch den Südfall des Monte Guglielmo 1:50000  
(nach N. TILMANN).

an denen die einzelnen Schollen gegen S treppenförmig absinken, begrenzen nach ihm Überschiebungsmassen, die aus scharf nach S überschobenen Falten, z. T. mit völlig ausgequetschtem Mittelschenkel, abzuleiten sind (II).

Es zeigt sich hier der gleiche Gegensatz in der Deutung der Tektonik, der, wenn auch nicht so scharf, zwischen der Auffassung von A. BITTNER und meiner Ansicht besteht<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> BITTNER, A.: Über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 31, 1881, S. 362 (144).

— TILMANN, N.: Tektonische Studien im Triasgebirge des Val Trompia. Diss. Bonn 1907. Taf. II. (III.)

Ein Vergleich unserer Profile von Collio nach Vestone — von der oberen Val Trompia zum Chiesetal — veranschaulicht das ganz klar. Während BITTNER die verschiedenen Längsstörungen als Überschiebungslinien nach S übergelegter Falten mit ausgequetschtem Mittelschenkel anspricht, sind es für mich einfache, nach N einfallende Längsbrüche, die die Schollen voneinander trennen. Allerdings macht sich doch ein von N wirkender Druck bemerkbar, der die jeweils nördliche Scholle auf die gesenkte südliche Scholle überschiebt.

Wie schon hervorgehoben wurde, stimme ich mit CACCIAMALI in den tatsächlichen Punkten, insbesondere in der Dreiteilung des Südabfalls des Monte Guglielmo, durchaus überein. Das Gipfelmassiv des Monte Guglielmo und die oberen Abstürze des Berges nebst der weiten Plateaufläche, die sich bis zum Monte Stalletti hinzieht, bestehen aus einer flach gegen S fallenden Schichtserie, die die mittlere Trias bis zum Esinokalk herauf umfaßt. An dem Fuße der steilen Südabstürze treten, anstoßend an Graciliskalk, die roten Raibler Tuffe auf, die sich in einem fortlaufenden Bande als deutliche Terrasse durch die oberen Verzweigungen der Val d'Inzino verfolgen lassen und das oberste Schichtglied der zweiten Scholle bilden, die ebenfalls wieder bis zum Graciliskalk herunterreicht. Diese zweite Scholle stößt im S an die mächtige Masse von Hauptdolomit, die im Monte Nistola und Monte Lividino über 1000 m Mächtigkeit erreicht, und unter der die ganze Serie der mittleren Trias in der Antiklinale von Marchenò zutage tritt. Auch CACCIAMALI hält an dieser ursprünglich schon von COZZAGLIO<sup>1)</sup> gegebenen Dreiteilung fest.

Ich hatte früher ausgeführt, daß sich diesen drei Staffeln die einfache Schichtfolge am Westfuß des Monte Guglielmo, das sog. Normalprofil CURIONIS, dadurch angliedert, daß der Senkungsprozeß auf der Westseite in einem einheitlichen Absinken der ganzen Schichtfolge nach W besteht, während der analoge Senkungsprozeß auf der Südseite verschärft erscheint und deshalb hier kein einheitliches Absinken, sondern ein Abbrechen in mehreren Schollen erfolgt. Das besagt, daß die die Schollen trennenden Längsbrüche gegen W allmählich verschwinden müssen. In der Tat konnte gezeigt werden, daß aus den Brüchen an der Südseite des Bergmassivs auf der Südwestseite steile Flexuren (Valle di Gasso, Dozzo Fontanazzi) werden, die nach W gegen den Iseosee in der steil gestellten Schichtfolge verschwinden (I).

<sup>1)</sup> COZZAGLIO: Note esplicative sopra alc. relievi geol. in Val Camonica. Giorn. Mineralog., Bd. V, Pavia 1894.

Die Ostseite des Monte Guglielmo konnte ich damals nicht so eingehend untersuchen; es gelang mir jedoch, festzustellen, daß die ganze Schichtfolge gegen die Val Trompia hin nach O absinkt, daß die zwei Längsbrüche auf der Südseite gegen O unterhalb des Monte Stalletti sich vereinigen und allmählich in einen südnördlich verlaufenden Bruch übergehen, an dem die östliche Scholle gegen das Gipfelmassiv des Monte Guglielmo abgesenkt erscheint. Dieser Querbruch stößt westlich von Pezzoro in der oberen Valle delle Selle gegen die Val Trompia-Linie und bildet die östliche Grenze der großen, flach geneigten Tafel, die das Gipfelplateau des M. Guglielmo umgreift. Östlich von ihm haben wir bei Pezzoro sehr komplizierte und z. T. wegen der starken Schuttbedeckung nur schwer zu deutende, mir damals noch nicht vollständig klare Verhältnisse. Es folgt zunächst südlich der Val Trompia-Linie eine aus Rauhwaacke und Gracilis-kalk bestehende überkippte, steil nördlich fallende Scholle. Diese stößt an einer Längsstörung, die oberhalb Pezzoro verläuft, an eine Antiklinale, die besonders deutlich in der obersten Val di Pezzoro aufgeschlossen ist und hauptsächlich aus Wengener Schichten, Esinokalk und Raibler Tuffen und Porphyriten besteht.

Ich vermied es damals festzulegen, ob die nördlich von Pezzoro verlaufende Längsstörung durch die Val Morina gegen Osten fortsetzt und ihren Anschluß findet an die vom Monte Ario im Osten bis in die Val Trompia verfolgte Überschiebung. Infolge mangelhafter Aufschlüsse und weiter Überdeckung mit jungen Schuttmassen ist der Talkessel von Pezzazze einer klaren Übersicht wenig günstig. Doch nahm ich kein Bedenken, das ganze Gipfelmassiv des Monte Pergua, das die Valle di Pezzoro von der Val Trompia trennt, als Hauptdolomit anzusprechen und in ihm die nördliche Fortsetzung der vom Monte Nistola über den Dosso Zumio heranziehenden Dolomitmasse zu erblicken, die jenseits der Val Trompia im Hauptdolomit des Castel dell' Asino ihr Spiegelbild findet.

CACCIAMALI vertritt nun, wie oben ausgeführt, für den Südteil des Monte Guglielmo die Ansicht größerer Faltenüberschiebungen (Fig. 3) (II). Da bei Entscheidung dieser Frage von Wichtigkeit ist, ob die Längsstörungen ein flaches oder steiles Einfallen nach N aufweisen — denn dies ist, wie man leicht aus Fig. 3 u. 4 entnehmen kann, der einzige in Betracht kommende Unterschied beider Profile, abgesehen von einem untergeordneten Bruch an der Corna Tiragna

—, so wird es zweckmäßig sein, den Verlauf beider Linien auf der Südseite des M. Guglielmo einmal genauer zu verfolgen. Betrachten wir zunächst den Verlauf der Überschiebungslinie der obersten Scholle, so finden wir, daß er auf den Südhängen nicht wesentlich von der von mir angegebenen Richtung abweicht. Die Störung durchschneidet die oberen Verzweigungen der Valle d'Inzino und steigt über die trennenden Rücken hinweg ziemlich tief in die einzelnen Täler herab. Wäre diese Störungsfläche tatsächlich eine flache Überschiebung, so müßte man erwarten, daß sie ungefähr den Isohypsen parallel laufen würde, während sie in Wirklichkeit diese scharf schneidet<sup>1)</sup>.

Den klarsten Beweis für den Bruchcharakter dieser Linie liefert ein Aufschluß im Bachbett der Valle di Colonno in der Nähe der C. Colonno. Der Weg, der von dieser Hütte nach der C. Sella führt, trifft gerade an der Stelle, wo er den Bach überschreitet, auf die Störungslinie. Hier sieht man deutlich, wie der Raibler Porphyrit mit seinen Tuffen an den schwarzen Kalken des Gracilishorizontes scharf absetzt, die hier schwach gegen N fallen. Man kann die Grenzfläche gegen die C. Zocchi herauf ein Stück weit in einem kleinen Seitenriß verfolgen. Es kann sich hier nicht um eine flach nach N fallende Überschiebung handeln, da die Fläche steil gegen N einschießt.

Der wahre Grund für die Annahme einer Faltenüberschiebung dieser oberen Scholle durch CACCIAMALI ist aber darin zu suchen, daß er auf der Ostseite des M. Stalletti die Störungslinie direkt mit dem auch von mir angegebenen Querbruche verbindet, der östlich der C. Pontogna vorbeiführt. Dadurch erhält die Scholle der Gipfelregion des M. Guglielmo auf den ersten Blick tatsächlich die Gestalt einer Überschiebungsmasse, die in der oberen Val di Pezzoro stark von der Erosion angegriffen ist und die Unterlage, Wengener

<sup>1)</sup> Auf meiner kleinen Skizze (I) hatte ich dieser Störungslinie einen etwas gekrümmten Verlauf gegeben, entsprechend der Tatsache, daß die Bruchfläche weder ganz steil noch horizontal einschießt, sondern in Wirklichkeit unter ziemlich steilem Winkel nach N geneigt ist. Es bedarf diese Linie einer kleinen Korrektur. Auf den einzelnen Bergrücken, die die oberen Verzweigungen der Val d'Inzino trennen, sieht man besonders oberhalb der C. Ortighera Graciliskalk ziemlich weit auf Raibler Schichten aufliegen. Untersucht man diese anscheinend auf die Raibler Schichten flach aufgeschobenen Scholle näher, so findet man, daß es sich hier um abgerutschte Massen der dahinter sich erhebenden Abstürze des Graciliskalks handelt, und daß in Wirklichkeit die Störungsfläche mit steil nördlich fallendem Einschießen die beiden Schollen voneinander trennt.

Schichten, Esinokalk und Raibler, in der Tiefe des Tales erscheinen läßt, zumal ein aus der Gegend der Casa Campedei südlich der Forcella di Pezzoro gegen Tavernole in der Val Trompia hinziehender O-W-Bruch die Querbruchlinie im nördlichen Teil entsprechend dem Talrelief gegen den Berghang verschiebt. (Fig. 2.) Aber es ist hier das gleiche Bild wie an der Stelle, wo die Val Trompia-Linie auf dem östlichen Talhang der Val Camonica aus der O-W-Richtung nach N abschwengt und der Längsbruch in den Querbruch übergeht, indem der Senkungsprozeß, der die Sedimente gegen die kristallinen Schiefer versenkt, auf der Westseite durch ein Absinken nach W ersetzt wird und dementsprechend hier die Abbruchlinie einen N—S gerichteten Verlauf erhält. Gegen O würde die obere Scholle fortsetzen in der überkippten Zone nördlich von Pezzoro, die direkt an die Val Trompia-Linie anstößt.

Nun sind die Verhältnisse besonders in der Val Verda durchaus nicht so klar, wie man es nach der Karte von CACCIAMALI vermuten sollte; weithin sind die Hänge überschüttet mit dem Geröll des Graciliskalkes; außerdem ist schwer zu entscheiden, welche Teile der hier auftretenden Porphyritmassen dem im Graciliskalk steckenden Teil des Eruptivs zuzurechnen sind und wieweit sie mit Sicherheit zu den Raibler Tuffen zu stellen sind, die den Esinokalk des Dosso Sapel überdecken. Klare Aufschlüsse der Grenzlinie selbst mangeln hier so gut wie ganz. Aber trotzdem läßt sich an mehreren Punkten feststellen, daß die Störungslinie den Charakter eines Bruches haben muß. Schon der Weg von der Forcella di Pezzoro zum Paßübergang in die Valle di Colonno zeigt deutlich, wie steil die Störung, die hier noch einen NO gerichteten Verlauf besitzt, in die Tiefe setzt. Besonders klar läßt sich dieser Charakter erkennen an der Stelle, wo bei C. Pontogna und C. Dossi der vermeintliche Überschiebungsrand aus der S—N-Richtung anscheinend wieder in den W—O-Verlauf einlenkt. Man sieht hier nämlich sehr deutlich, wie der Graciliskalk, der in den Corni überkippt ist und steil nach N einfällt, scharf nach W abbiegt und hier an die außerordentlich mächtigen, wahrscheinlich vielfach gestauchten Servinomassen der obersten Valle delle Selle anstößt (Taf. XXII, Fig. 3). Der Bruchcharakter der Störungslinie, die hier senkrecht gegen die Val Trompia-Linie anstößt, ist evident; auf andere Weise sehe ich keine Möglichkeit, die Lagerungsverhältnisse hier zu deuten.

Auch schwenkt der Querbruch nicht in die Längsstörung ein, die oberhalb Pezzoro über die Hügel J Dossi fortzieht,

sondern schneidet sie in W ab und stößt wenig weiter nördlich scharf gegen die Val Trompia-Linie. Dazu fragt man sich vergebens, woher überhaupt die Überschiebungsmasse, die das Guglielmomassiv bildet, gekommen sein sollte, wenn man sie nicht unter das Kristallin, das nördlich der Val Trompia-Linie herrscht, untertauchen lassen will. Aber der Bruchcharakter dieser großen Störungslinie ist ja neuerdings fast allseitig zugegeben worden und wird auch durch die soeben abgeschlossenen Untersuchungen des Herrn stud. geol. v. BÜLOW durchaus bestätigt.

Ein weiterer schwerwiegender Beweis für den Charakter der von C. Campedei herbeiziehenden Störungslinie als Querbruch ist aber deutlich darin gegeben, daß die beiden durch ihn getrennten Schollen südlich der Val Trompia-Linie so durchaus verschieden gebaut sind. Während sich im Westen südlich dieser Hauptlängsbruchlinie das Gipfelmassiv des Monte Guglielmo aus einer nur schwach gegen SW geneigten Serie von unter- und mitteltriadischen Sedimenten aufbaut, ist östlich des Querbruches die Schichtserie steil überkippt. Ich nenne sie nach der Valle delle Selle die Sellescholle. Diese wird, wie schon oben erwähnt, in nicht allzuweiter Entfernung von der Val Trompia-Linie im Süden durch eine Störung begrenzt, die sich über den Bergkamm J Dossi oberhalb des Ortes Pezzoro hinzieht und sich bis an den Ostabfall dieses Bergzuges gegen den Kessel von Pezzazze verfolgen läßt. Daran schließt sich im Süden ein schlecht aufgeschlossenes, aber ziemlich kompliziert gebautes Gebiet, das ebenfalls noch durch Störungen zerfetzt wird, das aber in der oberen Val Pezzoro gegen die Casa Pontogna zu aus einer steil aufgewölbten Antiklinale besteht. In der über J Dossi hinstreichenden Störung erblicke ich im Einvernehmen mit CACCIAMALI die Fortsetzung der oberen Störung an der Südseite des Monte Guglielmo, die aber nach meiner Auffassung durch den großen Querbruch Campedei—Pontogna weit gegen N zurückgeschoben erscheint und auch nur eine sehr schmale und völlig anders gebaute Scholle begrenzt. Trotzdem sie im Kessel von Pezzazze nur undeutlich aufgeschlossen ist, verbinde ich sie unbedenklich, soweit meine Untersuchungen reichen, mit der Störungslinie, die die steilgestellte Schichtfolge südlich der Val Trompia-Linie in der Val Roccomassimo im Süden abschneidet und an der der Porphyrit von Predondo abgesunken ist. Allerdings ist dabei zu berücksichtigen, daß mehrere aus der Richtung von Lavone zu beiden Seiten des unteren Morinatals gegen N ziehende



Querstörungen den Verlauf der Längsstörung stark komplizieren werden.

In der Val Trompia unterhalb Bovegno verbindet sich diese Längsstörung mit der großen Bruchlinie, an der am Monte Ario die Nordscholle auf ihre südliche Vorlage überschoben ist, die in die Val Sorda fortsetzt und den Graciliskalk des Monte Zovato auf die Raibler Porphyrite von Irma bis Zigole überschiebt. Schon früher habe ich ausgeführt, daß es sich auch bei der Ariostörung nicht um eine Faltenüberschiebung handelt, sondern um einen Bruch mit Überschiebungserscheinungen, welche letztere lokal größeres Ausmaß z. B. am M. Ario selbst erhalten (III). Unterhalb der Einmündung der Val Meola beobachtet man auf der Grenze zwischen Porphyrit und Muschelkalk eine innige Verknüpfung beider Gesteine, ganz ähnlich, wie ich eine solche Breccie schon früher in kleinem Maßstabe bei Zigole nachweisen konnte.

Es ergibt sich also, daß vom Gipfelmassiv des Guglielmo bis in den Meridian von Collio südlich der Val Trompia-Linie eine erste einheitliche Scholle besteht, die allerdings durch Querstörungen erheblich in Ausdehnung und Tektonik verändert ist.

Wir wenden uns der zweiten großen Störungslinie zu, die am Guglielmo zu verfolgen ist. Nach CACCIAMALI (II) ist sie der Ausstrich einer großen Überschiebung, die durch die Talbildung der Val Trompia und ihrer Nebentäler stark beeinflußt wird; infolge der tiefgreifenden Erosion springt die Schubmasse, auf der Westseite der Val Trompia über die Höhen hinwegziehend, etwa 12 km gegen N ein; dieser Betrag gibt also einen Maßstab dafür, welches Ausmaß die Verfrachtung der Scholle zum mindesten gehabt hat. CACCIAMALI sieht ein einheitliches Phänomen in der übergelegten Falte an der Punta del Oro, am Südostende des Iseosees, in der Überschiebung des Hauptdolomits der Punta d'Armala auf Lias und in der Störungslinie, die die von mir als Zwischenscholle bezeichnete Masse gegen ihre südliche Vorlage, die aus Hauptdolomit bestehenden Berge der Valle d'Inzino, abgrenzt. Was den südlichsten Teil anlangt, so bemerkt man deutlich, daß tatsächlich der Hauptdolomit aus NW-Richtung auf einer etwa 40° nach NW geneigten Fläche auf den Lias aufgeschoben erscheint. Man könnte annehmen, es sei der östliche Flügel des großen Gebirgsbogens, der sich nach RASSMUSS<sup>1)</sup> um den

<sup>1)</sup> RASSMUSS, H.: Zur Geologie der Valle d'Adara. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1912, Mon.-Ber. 6.

Südteil des Iseosees schlingt. Auf der östlichen Seite würde natürlich die Überschiebung dem Verlauf des Bogens entsprechend gegen SO gehen. Es ist aber andererseits nicht zu verkennen, daß hier anscheinend die ersten Anzeichen der gegen O herrschenden Störungsrichtungen sich bemerkbar machen, die ihren Prototyp in der Judikarienlinie finden. Darauf weist auch das Streichen der Antiklinale Marcheno-Lodrino.

Verfolgen wir die Linie weiter gegen den Monte Guglielmo zu, so finden wir, daß CACCIAMALI sie am Dosso Fontanazzo mit einem Querbruch zusammenfallen läßt, der nach meinen Angaben am Ostabfall des genannten Berges entlang zieht und eine erhebliche Verbreiterung der Mittelscholle bewirkt. Diese besteht östlich dieser Querstörung aus einer einfachen, schwach nördlich geneigten Gesteinsserie; westlich bildet sie eine steile Flexur auf der S-Seite des Dosso Fontanazzo, und hier erscheint die scharfe Grenze gegen die südliche Vorlage nicht vorhanden, sondern durch die Flexur ausgelöst. Nach CACCIAMALI aber soll gerade hier am Dosso Fontanazzo mit voller Deutlichkeit die Überschiebung der oberen Scholle, die eine liegende Falte darstellt, über die aus Hauptdolomit, Rhät und Lias bestehende südliche Scholle zu sehen sein (Fig. 5). Genaue Untersuchungen aber zeigen, daß CACCIAMALI an dieser Stelle zwei nebeneinander liegende Profile, die zu beiden Seiten der genannten Querstörung verlaufen, in eine Ebene projiziert hat (Fig. 6). Dadurch erhält er ein Überschiebungsbild in der gleichen Weise wie bei der oberen Störungslinie in der Gegend der Casa Pontogna. Es liegt also hier ein ganz ähnlicher Fall vor wie in dem Streit, der sich über die Deutung der Tektonik des Klusengebietes des Schweizer Jura erhoben hat. Die hier von MÜHLBERG gezeichneten Überschiebungen kommen, wie W. DELHAES und H. GERTH<sup>1)</sup> gezeigt haben, ebenfalls nur dadurch zustande, daß unzulässigerweise zwei durch eine Bruchlinie getrennte Profile in eine Ebene zusammengelegt sind.

Am Dosso Fontanazzo ist vielmehr, wie das an den größeren Querstörungen die Regel ist, zu beobachten, daß die durch sie getrennten Schollen ganz verschiedenen Bau aufweisen, im Osten den flach südöstlich fallenden einförmigen Hauptdolomit, im Westen die in der Val Casere steil herabgebogene Flexur der Mittelscholle (Fig. 6).

Nach CACCIAMALI biegt die Störungslinie an der NO-Ecke des Dosso Fontanazzo gegen Osten um, und sie fällt hier mit

<sup>1)</sup> DELHAES W., und GERTH, H.: Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn). Geol. Pal. Abh. N. F. XI, 1, 1912.

der zweiten Längsstörung zusammen, die die Mittelscholle des Guglielmo von der südlichen Hauptdolomitmasse trennt. Wir zeichnen beide den Verlauf bis zur Val di Colonno ganz gleich auf der Karte ein; schon daraus ergibt sich, daß diese

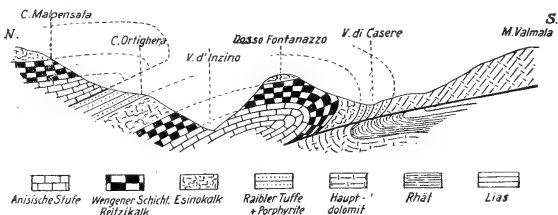


Fig. 5.

Profil durch den Südfall des Monte Guglielmo und den Dosso Fontanazzo 1:50000 (nach G. B. CACCIAMALI).

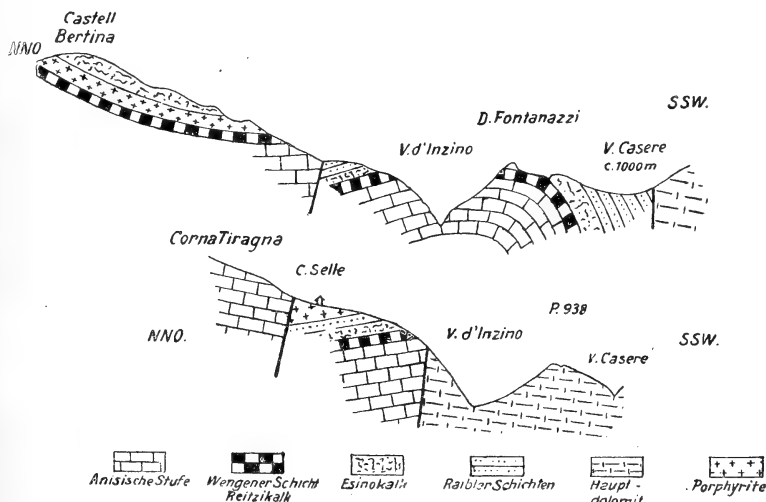


Fig. 6.

Profile durch den Südfall des Monte Guglielmo und den Dosso Fontanazzo 1:50000 (nach TILMANN).

Linie nicht, wie CACCIAMALI es im Profil zeichnet, flach gegen N fallen kann, sondern steil, fast senkrecht in die Tiefe setzt, da sie Täler und die sie trennenden Rücken geradlinig durchschneidet (vgl. Taf. XXII, Fig. 1 und 2).

Sehr scharf differieren wir dagegen an der SO-Ecke des Guglielmo in den Bergen oberhalb Cimmo. Nach meiner Auf-

fassung vereinigt sich die hier in Frage kommende Längsstörung etwa in der Umgebung der Forcella di Cimmo mit der oberen Guglielmo-Störung; beide schwenken vereint in den Querbruch ein, der gegen die Casa Pontogna hinzieht. Nach CACCIAMALI aber ist der Verlauf der Störungslinie ein ganz anderer. Das hat seinen Grund vornehmlich darin, daß er einen Teil der Dolomite des Monte Zumio und des Monte Pergua für älter als Hauptdolomit erklärt und diese Berge für gleichalterig mit Esinokalk hält. Ist diese Auffassung richtig, so besteht allerdings eine bedeutende Überschiebung am Monte Pergua. Aber ich habe mich trotz wiederholter Begehung nicht davon überzeugen können, daß der Dolomit des Monte Pergua und des Monte Zumio etwas anderes ist als Hauptdolomit. Allerdings kann ich ebensowenig einen exakten paläontologischen Beweis führen wie CACCIAMALI; denn Fossilien fand ich in dieser Gegend nicht, auch keine Korallen, die doch eigentlich wenigstens hier und da vorhanden sein müßten, wenn man die Dolomitmasse des Pergua als ein Korallenriff anzusprechen versucht. So ist man also darauf angewiesen, aus petrographischen Ähnlichkeiten heraus das Alter dieser Gesteinsmassen zu deuten.

CACCIAMALI unterscheidet im Esinokalk mehrere Facies. In der normalen Ausbildung ist der Esinokalk ein weißer Riffkalk, wie er am Monte Guglielmo, am Dosso Fontanazzo und anderen Punkten erscheint. In der hier in Frage kommenden Gegend aber soll er in der unteren Abteilung ein Dolomit sein, der nach oben von bläulichem Plattenkalk überlagert wird. In der Dolomitfacies unterscheidet er noch zwischen dem normalen Dolomit, der am Monte Pergua auftritt, und einer leicht zerreiblichen Abart „*Dolomia stritolata*“ am Monte Nistola (II).

Nach meinen Untersuchungen ist der Hauptdolomit im ganzen Gebiete immer ein Niveau, das sich ganz ausgezeichnet durch Einheitlichkeit und Konstanz seiner Facies und petrographischer Ausbildung kenntlich macht. Stets ein grauer, bisweilen bituminöser, dann etwas dunkler gefärbter, häufig zuckerkörniger reiner primärer Dolomit, der sich in der Landschaft sehr deutlich dadurch kenntlich macht, daß er entweder mächtige Steilabstürze bildet, die dann durch die gute Bankung des Hauptdolomits wie terrassiert erscheinen, oder in der Form von sehr scharfen grünen Gräten sich heraushebt, deren Abfälle nach beiden Seiten hin außerordentlich gleichmäßig in die Tiefe zu setzen pflegen. Wer daraufhin sich die fraglichen Dolomite ansieht, wird nicht einen Moment

im Zweifel bleiben, daß es sich um Hauptdolomit handelt (vgl. Taf. XXII, Fig. 1 u. 2); ich kann von der Altersbestimmung nicht abgehen, solange nicht durch Fossilien sein Alter als Esinodolomit gekennzeichnet wird. Ist aber der dickbankige Dolomit des Monte Pergua wirklich in das Niveau des Esinokalkes zu stellen, so ist nicht einzusehen, weshalb das nicht auch mit dem ganz gleichen Dolomit des Castel dell' Asino auf der linken Talseite der Mella der Fall sein soll.

Demgegenüber stellt der Esinokalk in seiner normalen Entwicklung immer eine ungeschichtete Masse dar, die nur in ihren obersten Teilen in die plattigen Kalke an der Basis der Raibler Schichten übergeht. Nur dort, wo der Esinokalk gering mächtig wird, nimmt er eine dunklere Färbung an und wird durch den ganzen Komplex bankig, so daß es manchmal schwer wird, ihn vom Raibler Plattenkalk oder gar von den Kalken der tieferen Trias zu trennen. Allerdings kenne ich auch erhebliche Esinokalkmassen, die heute dolomitisch sind; aber es handelt sich hier um sekundäre Dolomitisierung, schon erkennbar daran, daß dieses Gestein außerordentlich brüchig, leicht zerfallend ist und die Fossilien, ihrer Kalkschale beraubt, nur als Steinkerne erhalten sind. Ich will dabei jedoch nicht abstreiten, daß gelegentlich, wie SALOMON schon hervorhebt, im Esinokalk auch primäre dolomitische Massen vorkommen können<sup>1)</sup>. Aber aus der ganzen Gegend der Val Trompia kenne ich eine derartige Ausbildung nicht. Und so ist es mir durchaus unwahrscheinlich, daß gerade an dieser strittigen Stelle der Esinokalk ein Dolomit sein soll und vollständig wie Hauptdolomit aussieht.

Dazu kommt, daß an der Forcella di Pezzoro diese Dolomite von Raibler Rauhwacken unterlagert werden. Es handelt sich hier nicht, wie CACCIAMALI meint, um reine Gehängebreccien, die allerdings hier eine weite Verbreitung haben, sondern etwas unterhalb, südlich der Forcella, kann man sich ganz deutlich von dem Vorhandensein der Raibler Rauhwacken überzeugen. Diese Raibler Schichten setzen gegen Süden in die Prati di Caregno fort, überlagern hier den Esinokalk und werden von Hauptdolomit überlagert.

Die Verhältnisse an der Süd- und Ostseite des Monte Pergua sind überaus unklar, da mächtige Gehängebreccienbildung das anstehende Gestein überschüttet<sup>2)</sup>. Ich fand bei

<sup>1)</sup> Vgl. SALOMON, W.: Die Adamellogruppe I, Abh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt 1908.

<sup>2)</sup> In Fig. 2 habe ich daher die Begrenzung von Hauptdolomit und Graciliskalk nicht mit Konturen eingezeichnet.

meinen Begehungen an einzelnen Stellen zwischen dem Hauptdolomit und dem in der Tiefe der Val Trompia anstehenden Graciliskalk einige Felsen ungeschichteten Kalkes, die ich unbedenklich für Esinokalk anspreche. Es ist auch nicht weiter verwunderlich, wenn ich bisher nicht auch die übrigen Schichtglieder zwischen Graciliskalk und Hauptdolomit nachweisen konnte; ich möchte nur daran erinnern, daß diese ganze Schichtfolge zwischen den gleichen Schichten des Castel dell' Asino ebenfalls äußerst reduziert ist; nur durch die günstigen Aufschlüsse am Eingang der Valle di Marmentino ist es möglich gewesen, hier sämtliche Zwischenglieder nachzuweisen<sup>1)</sup>. Auf der Westseite der Val Morina allerdings verläuft ein Querbruch, durch den der Hauptdolomit des Monte Pergua direkt an den Graciliskalk im Osten anstößt, und auch in der Valle die Tavernole trennt ein Längsbruch, der über die Forcella di Pezzoro zieht, die weitausgedehnten Schichten der mittleren Trias von dem Dolomit des Berges selbst.

Auch aus anderen Gründen ist die Annahme einer Überschiebung des Dolomites des Monte Pergua außerordentlich unwahrscheinlich. Man sieht eigentlich nicht den Grund ein, weshalb diese Überschiebung nicht auch auf der östlichen Talseite der Val Trompia aufgeschlossen ist. Der Dolomit des Castel dell' Asino bildet die direkte Fortsetzung des Dolomites des Monte Pergua, nur daß er infolge einer Senkung der ganzen Schichtserie nach Osten erheblich viel tiefer liegt. Aber diesen Dolomit als Esinodolomit anzusprechen, wagt auch CACCIAMALI nicht. So sieht er sich denn genötigt, seine Überschiebung mit dem Monte Pergua aufhören zu lassen und ihn als große Klippe von Esinokalk, als ein Korallenriff, wurzellos auf seiner Unterlage schwimmen zu lassen (II). Nun ist nicht einzusehen, weshalb diese bedeutende Überschiebung gerade auf der Westseite des engen Mellatales aufhören sollte; man müßte sie unbedingt auch auf der östlichen Talseite wiederfinden, zumal dieser Teil tektonisch tiefer liegt als die Schichtfolge des M. Pergua. Aber hier ist am Castel dell' Asino nichts von einer Überschiebung zu sehen; das scheint mir einer der gewichtigsten Gründe zu sein, die dem Vorhandensein einer Überschiebung auf dem analog gebauten Westhang (M. Pergua) widersprechen. Denkt man sich aber die Über-

<sup>1)</sup> Vgl. BITTNER, A.: Nachträge zum Berichte über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sebbia. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. 33, 1883. — TILMANN, N.: Tekton. Studien im Triasgebirge des Val Trompia. 1907, Taf. II, Prof. 3.

schiebung ursprünglich auch östlich der Val Trompia vorhanden und die Überschiebungsmasse nur durch die Erosion weggeführt, so müßte man annehmen, daß der westliche Teil, in dem heute die Überschiebungsmasse noch erhalten ist, an einer äußerst scharfen Flexur gegen den Ostteil abgesunken ist; von dieser aber sieht man nichts, sondern im Gegenteil, man beobachtet ein Senken des östlichen Teils<sup>1)</sup>.

Unter diesen Umständen kann ich mich den tektonischen Anschauungen CACCIAMALIS in keiner Weise anschließen; in Wirklichkeit ist weder die obere noch die untere Überschiebung am Monte Guglielmo vorhanden; zur Annahme solcher aus Überfaltungen gegen Süd hervorgehenden Störungen gelangt man nur, wenn man zwei Profile, die in Wirklichkeit nichts miteinander gemein haben, ineinander projiziert. Ich halte daran fest, daß das tektonische Phänomen am M. Guglielmo ein Absenkungsprozeß ist, der sich nach Westen, Süden und Osten um den Berg gleichzeitig vollzieht und in seinen Endwirkungen nur dadurch variiert, daß einerseits deutliche Flexuren erhalten blieben, während diese an Stellen schärferer Absenkung in Senkungsbrüche übergehen.

<sup>1)</sup> Es erscheint hier angebracht, auf die irrtümliche Auslegung einer kurzen Bemerkung hinzuweisen, die ich in den „Tektonischen Studien im Triasgebirge der Val Trompia“ (S. 47) gemacht habe. In der oberen Valle d'Irma fand ich auf der Nordseite des Castel dell'Asino, anscheinend mitten in Raibler Tuffen, eine kleine Kalkmasse, die ich ihrem Habitus nach für Recoarokalk(?) ansprach. Aller Wahrscheinlichkeit nach bildet sie, soweit sich das bei den äußerst unübersichtlichen, schlecht aufgeschlossenen Verhältnissen übersehen läßt, die Unterlage der Scholle, die vom Santellonepaß bis zum Dorfe Marmentino reicht. Aus diesem Vorkommen macht nun CACCIAMALI eine Klippe, die auf den Raibler-Schichten aufliegt, und deutet sie als den letzten Rest der Überschiebungsmasse des Monte Ario; dieser Ansicht schließt sich auch RASMUSSEN und BONOMINI an. Ich glaube, daß keiner dieser Autoren die im dichten Busch versteckte Kalkrippe überhaupt gesehen hat. Diesen Fetzen mit dem Graciliskalk des Monte Ario zu verbinden, ist völlig ausgeschlossen bei dem Verlauf und dem Charakter der Störungslinien westlich des M. Ario in der Val Sorda; ich würde davon abgesehen haben, auf diesen Irrtum näher einzugehen, wenn er nicht geeignet wäre, Verwirrung anzurichten bei denen, die nicht mit den Einzelheiten der Tektonik und der Oberflächengestaltung dieser Täler genau vertraut sind.

## 7. Neue Ooide.

Von Herrn L. SOMMERMEIER in Bonn.

Hierzu Taf. XXIII bis XXVI.

Zu der Fülle von bereits vorhandenem Beobachtungsmaterial über Vorkommen, Struktur und Entstehung von Oolithen und Ooiden (im Sinne KALKOWSKI<sup>1)</sup>), das in absehbarer Zeit wohl auch gestatten wird, eine zusammenfassende Betrachtung des Phänomens, oder vielmehr eine strenge Sichtung der zahlreichen Einzelercheinungen vorzunehmen, seien durch Mitteilung noch nicht oder wenig bekannter Vorkommen von Ooiden weitere Beiträge geliefert.

### I. Ooide im Kalktuff.

Ihr Auftreten ist um so bemerkenswerter, weil es sich um ein so weit verbreitetes und für die Geologie des Quartärs wichtiges Gestein handelt, in dem dagegen oolithische Ausbildungsweise verhältnismäßig selten ist und Ooide von der hier zu beschreibenden Art anscheinend noch gar nicht beobachtet oder nicht weiter bekannt geworden sind.

Von den wenigen kalkigen Quellabsätzen mit oolithischer Struktur ist in erster Linie der Karlsbader Erbsenstein als der frühest beschriebene und wohl meist bekannte Oolith zu nennen, der von den nichtmarinen Oolithen auch die vollkommenste Ausbildung zeigt. Dazu gehören ferner die Pisolithe von Vichy<sup>2)</sup> (Dép. de l'Allier) und Vogelsberg in Oberkrain<sup>2)</sup>, Hammam Meskutin<sup>3)</sup> bei Constantine (Algier) und die in den pleistocänen Thermalkalken Ungarns<sup>4)</sup> (Várhegy im

<sup>1)</sup> E. KALKOWSKI: Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Diese Zeitschr 60, 1908.

<sup>2)</sup> Zitiert nach ZIRKEL: Lehrbuch der Petrographie, 3, 1894, S. 471, und ROTH: Allgemeine und chemische Geologie, 1, 1879, S. 581.

<sup>3)</sup> L. DUPARC: Pisolith de Constantine. Arch. sc. phys. nat. Genève 20, 1888, S. 537.

<sup>4)</sup> J. KRENNER: Über die pisolithische Struktur der diluvialen Kalktuffe von Ofen. Jahrb. K. K. Geol. R.-A. 13, 1883, ferner auch Z. SCHRÖTER: Die Spuren der Tätigkeit tertiärer und pleistocäner Thermalquellen im Budaer Gebirge. Jahrb. K. Ung. Geol. R.-A. 19, 1912, S. 230 u. f.



Budaer Gebirge). Alle diese sind Absätze heißer Quellen und bestehen aus Aragonit<sup>1)</sup>. Ooide, schon von LEOPOLD VON BUCH beschrieben, finden sich auch in den ausgedehnten Travertinen Mittel-Italiens, doch auch diese großartigen Kalktuffbildungen sind auf besondere Entstehungsursachen zurückzuführen, da sie zum Teil wenigstens von Quellen höherer Temperatur abgesetzt sind und zu den Begleiterscheinungen des quartären Vulkanismus zu rechnen sind<sup>2)</sup>.

So gut wie gar nicht sind dagegen entsprechende Gebilde aus den gewöhnlichen Bach- und Quellschottern bekannt. Über das Vorkommen „einer Art von Pisolithen“ berichtet O. BURGER<sup>3)</sup>. Im Schwemmtuff, dem sekundären Umlagerungsprodukt des primären, gewachsenen Kalktuffes, kommen zusammengeschwemmte Nester von runden, taubeneigroßen Tuffkugeln und relativ häufige und mächtige Packungen von erbsengroßen Individuen („Erbstuf“) vor. Beide zeigen konzentrischen Schalenbau, was die primäre Gestaltung beweist.

Die von mir beobachteten Ooide finden sich im Kalktuff des „Kartsteins“, einem diluvialen Gehäusetuff auf mitteldevonischer Unterlage in der Gegend von Eiserfey i. d. Eifel, dessen ausführliche geologische Beschreibung ich an anderer Stelle gegeben habe<sup>4)</sup>. Der Kalktuff ist vorwiegend als ein wenig poröser Travertin von gelblich-weißer Farbe ausgebildet. Die Ooide treten vorzüglich auf in einer nestartigen Ansammlung, von normalem Travertin eingeschlossen, in einer anscheinend von dem Anstehenden losgelösten mächtigen Blockmasse, so daß die ursprüngliche Lagerung dieser Partie nicht mehr einwandfrei festzustellen ist. Die Stelle ist durch den hier stattgehabten Abbau des ausgezeichneten Bausteines jetzt leider stark beeinträchtigt und das Material zum größten Teil verschwunden. Die Ausdehnung, in der es anfänglich zu beobachten war, möchte ich schätzungsweise auf 1 bis 2 m im Geviert angeben.

<sup>1)</sup> Durch die erneuten Untersuchungen, besonders von H. VATER: Über Klypeit und Conchit. Zeitschr. f. Kryst. **35**, 1901, S. 150–178 und anderen dürfte die Klypeit-Frage als erledigt gelten, siehe auch G. LINCK in Doelters Handbuch der Mineralchemie, **1**, 1912, S. 113.

<sup>2)</sup> Vgl. PARONA: Trattato di Geologia. 1903.

<sup>3)</sup> O. BURGER: Über schwäbische Kalktuffe, insbesondere des Echaztales. Dissertation. Tübingen 1911, S. 27.

<sup>4)</sup> L. SOMMERMEIER: Der Kartstein und der Kalktuff von Dreimühlen bei Eiserfey in der Eifel. Verh. Naturhist. Vereins Preuß. Rheinlande Westf. **70**, 1913, S. 303–333. (Die Ooide sind hierin nur kurz behandelt.)

Die Gestalt der einzelnen Ooide ist wechselnd und ihre Größe sehr verschieden. Nur die kleinsten, etwa von Pfefferkorn- bis Erbsengröße, haben regelmäßigere Kugelform, die größeren sind mehr knollig bis eiförmig, sie lassen sich am besten mit rundlichen Geröllen vergleichen. Häufig sind sie in der Größe von 1, 2, 3 und auch einigen cm mehr Durchmesser, doch konnte ich auch Exemplare von 10 cm größtem Durchmesser und nahezu 1 kg schwer sammeln. An der Stelle des Hauptvorkommens liegen die Ooide in ziemlich großer Menge dicht gedrängt im Kalktuff (Taf. XXIII, Fig. 1), in dem die kleineren und kleinsten die Zwischenräume zwischen den vereinzelteren größeren einnehmen, so daß, was die Größe anbelangt, ein völliges Durcheinander herrscht. Vereinzelte Ooide der kleineren Formen finden sich auch sonst noch, aber nur sehr spärlich im Kalktuff.

Die Struktur ist allen Ooiden gemeinsam, sie haben einen ausgesprochen konzentrischen Schalenbau. Durch wechselnd hellere und dunklere Gelbfärbung infolge des Gehaltes an toniger Substanz und Eisenoxydhydrat heben sich zumal an angeschliffenen Schnittflächen die einzelnen Lagen deutlich voneinander ab (Taf. XXIII, Fig. 2). Wesentlich ist, daß die dunkleren, bräunlich-gelben Schalen immer sehr dünn sind und auf den Schnittflächen vielfach nur haarfeine Ringe bilden, während die helleren Lagen meist breiteren Raum einnehmen. Es hängt das mit der Struktur und der Bildung der verschiedenen Lagen zusammen. Ihr Zusammenhang ist nicht sehr fest, sie springen und bröckeln schon bei schwachem Schlag voneinander ab, wie auch die ganzen Ooide sich leicht aus dem Gestein lösen lassen. Die Grenzflächen der einzelnen Kugelschalen, also auch die äußersten Oberflächen der Ooide, sind meist völlig glatt und teilweise ähnlich emailliert erscheinend, wie es bei den Aragonitpisolithen fast immer die Regel ist. (Bei den schwäbischen Kalktuffoiden ist es auffallend, daß die weißen Tuffkugeln rauhfächig sind und mehlig abstäuben, während der braune, eisenhaltige Erbstoff ebenfalls die Emaillierung zeigt, so daß man geneigt sein könnte, letztere hier auf Rechnung des Gehaltes an Eisenoxydhydrat zu setzen. Dem widerspricht aber die Beobachtung an anderen Pisolithen. Durch gegenseitige Scheuerung und Glättung — nach der Ansicht von BURGER<sup>1)</sup> — ist es aber keineswegs zu erklären.)

Die Schalen der Ooide bilden nicht kugelig gewölbte

<sup>1)</sup> a. a. O.

Kalotten, sondern sie sind unregelmäßig gewellt mit flachen Buckeln und Dellen, wodurch auch das knollige Aussehen der Ooide hervorgerufen wird. So beobachtet man auch an den Querschnitten nicht einfach ringförmige Lagen, sondern ihr Verlauf ist geschlängelt mit Ausbuchtungen und Abschnürungen. Die Erklärung hierfür ergibt sich aus der Betrachtung der feineren Schalenstruktur (Taf. XXIV—XXVI). Die breiteren, hellen Lagen haben in verschiedenem Grade der Deutlichkeit eine Radialstruktur durch die radiäre Anordnung der sie aufbauenden feinfaserigen Kalkspatkrystalle, in der von marinen Oolithen<sup>1)</sup> und künstlichen Sphärolithen<sup>2)</sup> bekannten Struktur. Stellenweise sind die Fasern auch gröber ausgebildet als längliche, unregelmäßig begrenzte Krystalle und zeigen büschelweise nach außen divergierende Gruppierung. Das ungleichmäßige Längenwachstum der Kalkspatfasern, das Vorragen der einzelnen gegeneinander abgegrenzten Büschel wird in den Wellungen und Ausbuchtungen der Schalenringe wiedergegeben. Diese radiär struierten stärkeren Lagen führen daher im wesentlichen die endliche Gestalt der Ooide herbei, während die dünnen, dunkleren sich jenen vorwiegend anpassen und sie als feine Schichten begrenzen. Aus diesem Verhältnis der verschiedenen Lagen geht als charakteristisch für den Werdegang unserer Ooide hervor, daß das vorwiegend radiär gerichtete Anwachsen von Kalkspat durch die ständig wiederkehrende Anlagerung von ton- und eisenhaltigem Material unterbrochen wird. Da aber jede Gesetzmäßigkeit in der Aufeinanderfolge, der Mächtigkeit und dem ganzen Auftreten der Lagen fehlt, drückt sich darin natürlich auch keine Periodizität aus. Auch die Grenzen sind nicht völlig scharf, nur vereinzelt wird bei kleinen Ooiden der konzentrische Aufbau durch die scharf abgesetzten Ringe so stark betont wie z. B. bei den Karlsbader Erbsensteinen. (Vgl. Taf. XXV, Fig. 1.) Die dunklen Lagen werden häufig von den Kalkspatfasern durchbrochen, so daß sie nicht durchgehend zu verfolgen sind. Es finden sich einzelne kürzere Abschnitte, die in derselben Zone keine weitere Fortsetzung haben und von der hellen Masse ganz eingeschlossen sind; stellenweise sind sie auch breiter entwickelt und verdrängen jene, so daß an einzelnen Stellen die dunkle Färbung überwiegt. Schließlich ist auch die dunkle Substanz nicht nur auf das konzentrische Struktursystem

<sup>1)</sup> Vgl. KALKOWSKI a. a. O.

<sup>2)</sup> G. LINCK: „Über die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Zeitschr. f. Naturw. 45, 1909, S. 271.

beschränkt. Unabhängig davon wirken vielmehr diese Beimengungen auch an den Stellen eines besonders stark in radiärem Sinne entwickelten Wachstums mit (Taf. XXIV, Fig. 2, Taf. XXV, Fig. 2). Die bisher beschriebene Struktur wird in einzelnen Ooiden nicht selten stellenweise dadurch unterbrochen, daß eine Lage durch Ansatz eines lockeren Gefüges sich ganz bedeutend verbreitert und Anlaß zu besonders weiten Ausbuchtungen gibt. Statt der dichten, feinfaserigen Schicht ist hier ein reich verästeltes, stengeliges Geflecht entstanden, das dendritenähnlich an pflanzliche Gebilde, etwa an ein feines Moos- oder Algenpolster erinnert. Es sind aber zweifellos anorganische Bildungen, wie alle die zierlichen pflanzenähnlichen Kalkabscheidungen, die man häufig bei Sinterbildungen beobachten kann. Auffallend ist ihr reichlicher Gehalt an tonigen Beimengungen, durch den die Stengel im Dünnschliff dunkel hervortreten. Ich werde sie auch weiter unten noch zu erwähnen haben.

Bei dieser ganzen Ausbildungsweise ist es natürlich gegeben, daß die einzelnen Ooide im feineren Aufbau große Mannigfaltigkeit zeigen. Das gleiche gilt auch bezüglich des Kernes, der sich in den meisten Fällen im Innern von der lagenförmig aufgebauten Umhüllung unterscheiden läßt (Taf. XXIII, Fig. 2). Im Verhältnis zum ganzen Ooid hat er meist schon beträchtliche Größe und nimmt ein Viertel, ein Drittel oder auch mehr des ganzen Durchmessers ein. Die Form des Kernes gibt natürlich die Anlage für die Gestalt des fertigen Ooids. Wo er deutlich zu erkennen ist, besteht er aus einem Stück gewöhnlichen Kalktuffes, häufig von sehr lockerem, schwammartigen Gefüge, und auch in der eben erwähnten stengeligen Ausbildung (Taf. XXV, Fig. 2 und Taf. XXIII, Fig. 2 die beiden äußeren Ooide). Ferner sind es eckige Bruchstücke von Ooidschalen (Taf. XXVI, Fig. 1), oder von neuem umkleidete halbe Ooide, deren Streifen gegen die umfassenden konzentrischen Lagen stark absetzen, und ebenso Anhäufungen kleiner Ooide, die dann von einem großen Ooid umfaßt werden („Ooidbeutel“). Endlich sind auch mitten zwischen den Ooiden eingeschwemmte fremde Gerölle (z. B. von Roteisenstein, Quarz, Dolomit) zu finden, die auch ihrerseits durch Umhüllung mit Kalkschalen zur Ooidbildung führen. Bei angeschlagenen Hohlkugeln ist immer deutlich zu erkennen, daß der zentrale Teil herausgebrochen ist. Jedenfalls ist es immer ein primärer Kern, der als Fremdkörper Anlaß zur Bildung der Ooide gegeben hat, so daß deren Natur dadurch erwiesen und ihre

Entstehung als Konkretionen oder infolge nachträglicher Umkrystallisation im festen Gestein aufgeschlossen ist.

Einen wesentlichen Beweis dafür bietet auch der Fund von Ooiden in einem alluvialen Kalktuff desselben Gebietes<sup>1)</sup>, bei denen eine andere als primäre Entstehung ausgeschlossen ist, und für welche die Ooide des Kartsteins nur die fossilen Analoga sind. Die betreffende, wahrscheinlich verschwemmte Kalktuffablagerung besteht an einer Stelle aus einer Anhäufung von losen, im weitesten Sinne „kugelig-knolligen“ Einzelgebilden, die durch einen schmierigen Kalkgrus zusammengehalten werden. Der innere Aufbau ist der gleiche wie bei den diluvialen Ooiden, und sie erreichen deren mittlere Größe, gestaltlich zeigen sie noch weniger Regelmäßigkeit. Eine annähernde Kugel- oder Eiform ist, wenn auch selten, vertreten. Häufiger sind sie abgeflacht, walzenförmig oder ganz unregelmäßig ästig und knollig mit warzen- und krustenartiger Oberfläche. Auch ein Kern (u. a. auch Pflanzenreste oder Schneckengehäuse) ist oder war wenigstens immer vorhanden. Von den bei BURGER<sup>2)</sup> beschriebenen Tuffkugeln unterscheiden sie sich nur durch die vollkommenere Kugelform der letzteren. Der wesentliche Unterschied gegen die Ooide des Kartsteins liegt nur in ihrem Auftreten in lockeren Anhäufungen, was durch das jugendliche Alter und die Art der Ablagerung als verschwemmter Bachkalk gegenüber dem altdiluvialen Gehängetuff bedingt wird. Da das Bildungsprinzip das gleiche ist, fallen auch sie unter den Begriff der Ooide trotz der zum Teil nicht unbeträchtlichen Abweichungen in der Gestalt, die ja in erster Linie durch die Form des Kernes bedingt wird. Auch die besonderen Entstehungsbedingungen mögen bei der Weitergestaltung von Einfluß gewesen sein, z. B. ungleichmäßige Bewegung und Verschwemmung noch während der Bildung im kalkhaltigen Bachwasser.

Denen des Kartsteins ähnliche, verfestigte Ooide konnte ich auch in einem Handstück Travertin von Ascoli Piceno feststellen, und fand auch hier die lockere, stengelige Ausbildung innerhalb des konzentrischen Aufbaues sehr hübsch entwickelt. Von den übrigen angeführten pisolithischen Quellabsätzen kommt zum Vergleich keiner in Betracht. Die bekannten Aragonitooide haben in der äußeren Gestalt und in der Struktur nur wenig mit den unserigen gemeinsam, wie aus

<sup>1)</sup> s. die geologische Beschreibung „Der Kartstein usw.“ a. a. O.

<sup>2)</sup> a. a. O.

deren Beschreibung hervorgegangen ist; auch ist hier an einen thermalen Absatz nicht zu denken.

Bei der Frage nach der Entstehung dieser Ooide ist einmal die Seltenheit des Vorkommens überhaupt in einem so weitverbreiteten Gestein zu berücksichtigen, sowie, daß auch im vorliegenden Falle ihr Hauptauftreten ein ganz lokal beschränktes zu sein scheint. Danach müssen wohl besondere örtliche Entstehungsbedingungen zu ihrer Bildung geführt haben. Diese haben aber auch nur vorübergehend bestanden, denn die Ooide führende Gesteinspartie wird von normalem Kalktuff eingeschlossen. Wie bei jeder Ooidbildung war für sie während des Wachstums freie Beweglichkeit im Wasser erforderlich, die vielleicht vorübergehend gehemmt war, worauf die Unregelmäßigkeiten in der Struktur zu deuten scheinen. Wegen ihrer Größe und Schwere ist bei der Mehrzahl der Ooide ein dauerndes Schweben auch in strudelndem Wasser nicht anzunehmen, bei den einzelnen Riesenexemplaren ganz ausgeschlossen. Ähnlich große und gewichtige Kugeln kommen auch unter den ungarischen Pisolithen<sup>1)</sup> vor, wo sie auf die Gewalt schließen lassen, mit welcher die einstige Therme hervorbrach.

In unserem Falle ist es am wahrscheinlichsten, daß hier zeitweilig ein Wasserfall über den Rand des anwachsenden Gehängetuffes stürzte und an der Stelle des Aufprallens ein kleines Becken mit lebhaft strudelndem Wasser bildete. Kalktuffbröckchen wurden dann durch den Wirbel eine Zeitlang in Bewegung gehalten und in dem kalkreichen Wasser zu Ooidbildnern. So können sie auch bis zu beträchtlicher Größe noch in rotierender Bewegung gehalten worden sein. Durch das überrinnende Wasser wurde zugleich an einzelnen Stellen der Kalktuff mit einer Sinterkruste überschalt, und dasselbe vollzog sich wahrscheinlich auch an losgebrochenen größeren Stücken sowie an Anhäufungen von fertig abgelagerten und verwachsenen Ooiden. Durch die Stoßkraft des Wassers mögen derartige Teile dann auch wieder zeitweilig in Bewegung gesetzt und umgewälzt sein, so daß eine allseitige Umschalung erfolgen konnte.

Daß sich durch Überrieseln von kalkreichem Wasser derartige Sinterverschalungen an Felswänden und freiliegenden Flächen aller Art bilden, ist nichts Seltenes. Ganze Quellabsätze bestehen nur aus solchen übereinandergeschichteten Sinterdecken, und auch an Kalktuffhängen und -terrassen kann

<sup>1)</sup> s. KRENNER, SCHRÖTER a. a. O.

man sie finden. Ich erwähne sie hier wegen ihrer Verknüpfung mit den Ooiden und weil sie ebenso wie diese hier eine besondere — schalige oder lagenförmige — Struktur mitten im normalen Tuffgestein hervorrufen. Die wellig-parallelen mm-feinen Lagen gleichen in der Farbenstreifung und im Aufbau völlig den Schalen der Ooide, besonders die lockere stengelige Struktur, wie die Faserbüschel sind sehr gut ausgebildet. Sie legen sich dem Ooidtuff an, dringen auch zwischen die Ooide ein und umschließen einzelne derselben, so daß ein inniger Zusammenhang beider Strukturen entsteht. Es ließen sich auch Stellen beobachten, wo durch die Umhüllung von Ooidtuff oder mehreren Einzelooiden durch den Schalensinter der Eindruck riesiger Ooidbeutel hervorgerufen wurde und beide Strukturformen ineinander überzugehen schienen, was auch nach der oben versuchten Darstellung des Vorganges erklärlich ist.

Ich kann die Betrachtung dieser Ooide nicht schließen, ohne die bei Studien über Oolithe vielfach diskutierte Frage zu berühren, inwiefern an eine organische Entstehung zu denken sei. Um so mehr, da ich selbst anfänglich eine Erklärung in dieser Richtung suchte und dem auch in einer kurzen Notiz Ausdruck gegeben habe<sup>1)</sup>. Bei Gelegenheit der geologischen Beschreibung des Kartsteins<sup>2)</sup> habe ich auch die ins Auge fallende Ähnlichkeit der Ooide mit knolligen Kalkalgen aus der Cyanophyceen-Familie der Rivulariaceen erwähnt, besonders mit den von BORNEMANN<sup>3)</sup> beschriebenen und abgebildeten *Zonotrichites lissavienses* BORN. aus dem Rhät Oberschlesiens (Lissauer Breccie) und rezenten Arten der Gattung *Zonotrichia*. Da aber hier zweifellos anorganische Bildungen, echte Ooide vorliegen, erübrigt es sich, weiter darauf einzugehen; auch würde das zwecklos sein ohne gründliche Vergleichsstudien an unter den gleichen Lebensbedingungen heute lebenden Formen, wofür mir Material und Erfahrung fehlt. Dasselbe gilt auch bezüglich der gleichfalls a. a. O. schon erwähnten Strukturen, die ich glaube Kalkalgen<sup>4)</sup> zuschreiben

<sup>1)</sup> L. SOMMERMEIER: Zur Geologie des Kartsteins. Diese Zeitschr. **65**, 1913, Monatsber. 6.

<sup>2)</sup> a. a. O.

<sup>3)</sup> J. G. BORNEMANN: Geologische Algenstudien. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1886, S. 126 ff., Taf. VI u. VII.

<sup>4)</sup> Die Auflösung von Kalktuff und Ooidstückchen in verdünnter HCl ergab neben dem mineralischen Rückstand auch einen feinen Detritus von kleinen Fetzen und Häutchen anscheinend organischer Substanz. Irgendwelche Strukturen konnte ich an ihnen nicht erkennen, auch der Nachweis der pflanzlichen Natur durch Blaufärbung mit Chlor-

zu dürfen, und die ich im Travertin des Kartsteins selbst wie auch vereinzelt an den Ooiden beobachtet habe. Es sind einfach-stengelige oder reich verästelte Röhrenzellen, die meist deutlich die verkalkten Zellwände erkennen lassen. Teils sind die Röhren auch im Innern verkalkt, teils mit Tonsubstanz dicht und auch in körnig verteilter Masse erfüllt, je nachdem erscheinen sie im Dünnschliff licht oder dunkel. Mit den vorher bei der Struktur der Ooidschalen beschriebenen stengeligen Geflechten sind sie nicht zu verwechseln. Formenverschiedenheiten lassen sich auch schon bei der Betrachtung weniger Schliffe erkennen; im einzelnen durchsetzen sie den Kalktuff ziemlich dicht gedrängt in Form kleiner Büschel, Polster oder flacher und kugeliger Zusammenballung. Als ein Beispiel gebe ich in Taf. XXVI, Fig. 2 die Mikrophotographie von Kalktuff mit Algenstrukturen. Ebenfalls zeigt sie Taf. XXVI, Fig. 1 in der rechten Ecke des Kernes. Besonders fand ich diese Strukturen auch in Gemeinschaft mit kleinen Ooiden auftretend, sah sie in deren Kernstücken und, wenn auch nur vereinzelt, im Gefüge der Ooidschalen selbst. Ihre Bedeutung für diese ist aber dann nur eine ganz untergeordnete, so daß ich es für zweckmäßiger hielt, sie bei der eigentlichen Beschreibung der Ooide nicht zu erwähnen, zumal bei der Schwierigkeit, über diese Strukturen völlige Klarheit zu gewinnen. Mit der Bildung der Ooide haben sie nichts zu tun, es käme ihnen höchstens eine rein passive Mitwirkung zu durch Anhaften solcher Algen an Kalkstückchen oder Ooidschalen von im Werden begriffenen Ooiden. Eine weitere Bestimmung dürfte nur durch Vergleich mit auch heute noch im kalkhaltigen Wasser desselben Gebietes lebenden Formen sich ermöglichen lassen, speziell auch mit solchen, deren Lebensweise (Aufenthalt in sprudelndem Wasser, an Wasserfällen, Anhaftung an im Wasser bewegten Steinen usw.) diesem Vorkommen entspricht.

## II. Rezente Ooide von Neu-Seeland.

Gegenüber den zahlreichen Spezialstudien und kleineren Notizen über fossile Oolithe aller Art und Zeitalter sind Mitteilungen über rezente Bildungen nur spärlicher vorhanden. Auch die im vorangehenden Aufsatz zitierten Pisolithe und die alluvialen Kalktuffooide gehören dazu, deren Beobachtung in

zinkjodlösung gelang nicht. Diese pflanzliche (?) Substanz, deren Vorhandensein ich daher nur mit allem Vorbehalt annehme, kann aber ebensowohl allochthon zugleich mit der Tontrübe und dem Sand zugeführt sein.



statu nascendi sich ermöglichen läßt. Über die Bildung kleiner Ooide auf organischem und anorganischem Wege, die durch ihr massenhaftes Auftreten nach Verfestigung zu typischen Oolithen führen würden, sind am Meeresstrande, in Seen und künstlichen Becken noch verhältnismäßig die meisten Beobachtungen gemacht<sup>1)</sup>).

Rezente Ooide anderer Art sind die pisolithischen Sinterbildungen aus abtropfenden und am Boden sich sammelnden Minerallösungen, die sich in Höhlen, Klüften, alten Bergwerksstollen usw. finden. Ein Beispiel davon zeigte letzthin W. STAHL<sup>2)</sup> an, während sie früher schon von F. SENFT<sup>3)</sup> während der Bildung beobachtet und ausführlich beschrieben sind. Dazu gehören auch die von E. GEINITZ<sup>4)</sup> beschriebenen „Salzoolithe“. Schließlich geben uns nicht am wenigsten die künstlich<sup>5)</sup> erzeugten Ooide Gelegenheit, ihre Bildungsweise zu studieren.

Im folgenden sei ein neues Vorkommen mitgeteilt, welches mit keinem der genannten gleiche Ursache hat. Zu den Ooiden des Kartsteins zeigen sich bei der Ähnlichkeit des Aufbaues und der Entstehungsbedingungen vielfache Beziehungen, so daß auch diese Ooide ein rezent es Beispiel für jene abgeben können. Ich verdanke das Material Herrn Professor WANNER, der die von ihm gesammelten Ooide mir freundlichst zur Beschreibung überließ.

<sup>1)</sup> Ich verweise auf die Zusammenstellung in der Einleitung bei F. GAUB: Die jurassischen Oolithe der Schwäbischen Alb. Geol.-Paläont. Abhandl. 1910.

<sup>2)</sup> W. STAHL: Pisolithe. Centralbl. f. Min. usw. 1913, S. 337 m. Textfigur.

<sup>3)</sup> F. SENFT: Die Wanderungen und Wandelungen des kohlensauren Kalkes. Diese Zeitschr. 13, 1861, S. 302 ff.

Der Einwurf von A. WICHMANN (Über sogenannte Pisolithe aus dem Mansfelder Flözgebirge, Centralbl. f. Min. usw. 1913, S. 457), daß deren (2) Deutung als Erbsensteine nicht beizustimmen sei, ist m. E. gegenstandslos. Ob das Medium, in dem sich die Ooide bilden, einer aufsteigenden oder abtropfenden Lösung entstammt, hat keine Bedeutung für deren Bildung, die im Prinzip immer die gleiche ist. Die Bezeichnung „Pisolith“ dementsprechend zu beschränken, hat keine innere Berechtigung, sie könnte traditionell den Thermalabsätzen vorbehalten bleiben (was aber nicht immer durchgeführt ist) oder in erweiterter Anwendung zweckmäßig zur Unterscheidung konzentrisch ohne radiäre Anordnung aufgebauter Ooidbildungen dienen.

<sup>4)</sup> E. GEINITZ: Rezente Salzoolithe von Jessenitz. Arch. Ver. Fr. Naturg. i. Mecklenburg 65, 1911, S. 69, 70.

<sup>5)</sup> Vgl. besonders G. LINCK: Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. N. Jahrb. Min. usw., Beil.-Bd. 16, 1903, S. 495—513, und Zeitschr. f. Naturw. 45, 1909, S. 267—278.

Im Brunner Survey-Distrikt, Südinse! von Neu-Seeland, stand (November 1910) auf dem Ölfeld von Kotuku eine Bohrung 400 engl. Fuß tief in jungtertiärem Kalkstein. Aus dieser spritzte beständig Salzwasser von hohem Kalkgehalt heraus, welches sich an der Bohrstelle ausbreitete und in kleinen Rinnsalen abfloß. In der Umgebung des Bohrlochs bildeten sich starke Sinterabsätze und in dem abfließenden Wasser die merkwürdigen Ooide. An geschützteren Stellen, wo sie von dem Wasser nicht so leicht fortgespült werden konnten, lagen sie in größerer Menge. Die Kugelform ist vielfach recht vollkommen ausgebildet, besonders bei denen mittlerer Größe, während die größeren meist etwas abgeflacht sind. Das hängt aber nicht mit der Größe oder Schwere zusammen, sondern diese zeigen auch schon in jüngeren Wachstumsstadien flache Form. Die Ooide bestehen aus Kalkspat, ebenfalls mit Beimengungen toniger Substanz. Durch den Eisengehalt sind sie gelblich bis rotbraun gefärbt. Bemerkenswert ist die Beschaffenheit der Oberfläche, die auch auf der Abbildung hervortritt. (Die glatten Stellen an den größeren sind abgescheuert, so daß diese auch nachträglich deformiert sind.) Sie ist mit unregelmäßig verteilten, aber meist gleichgroßen starken, höckerigen Warzen bestanden und zwischen diesen feinkörnelt. Nur in einem Falle erscheinen die Warzen z. T. in Reihen angeordnet, das ist aber mehr zufällig als gesetzmäßig. In gleicher Weise wie die flachen Buckel der Kartsteinooide sind hier die Warzen durch die innere Struktur bedingt, die, wie bei jenen, in der Kombination heller und dunklerer konzentrischer Lagen und radiär gerichteter Strukturelemente besteht.

Ihr gemeinsames Auftreten ist verschieden. Auf Taf. XXIII, Fig. 3 zeigt das erste Ooid von links seinen scharfen Gegensatz in der Ausbildung des zentralen Teiles und der äußeren Hälfte. Bis zu einer gewissen Größe ist der Aufbau des Ooides aus konzentrischen Lagen sehr markant mit den scharf voneinander absetzenden Streifen<sup>1)</sup>. Während des weiteren Wachstums kommt dagegen die Radialstruktur sehr stark zum Ausdruck, wie überhaupt bei der Mehrzahl der durchschnittenen Exemplare. Die radiären Elemente sind hier nicht feinfaserig, sondern bilden sehr kräftige Faserzüge in Form hochstämmiger Büschel mit starken Seitenästen und fiederförmiger Verzweigung. Sie lassen sich bei einigen durch den ganzen

<sup>1)</sup> Im Dünnschliff erkennt man die feinfaserige Radialstruktur in den hellen Lagen. Das leicht zerreibliche Material ließ keine guten, reproduktionsfähigen Schläffe herstellen.

Radius verfolgen, bis sie in den Warzen der Oberfläche endigen. Die konzentrischen dunklen Lagen legen sich wohl den jeweiligen Endigungen der Büschel an, aber meist ohne sie im Weiterwachsen zu unterbrechen, so daß sie nur als Farbstreifen hindurchziehen, was an das Bild des Karlsbader Sprudelsteins erinnert. Schärfere Unterbrechungen des radiären Wachstums kommen nur seltener vor. Die Struktur ist also im ganzen derjenigen der Kartstein-Ooide recht ähnlich, mit der Besonderheit, daß die dort nur vereinzelt auftretende locker-stengelige Ausbildungsweise in den Zonen des radiären Wachstums hier die herrschende ist. Daß die feinen „Dendriten“-Geflechte sinterartige Ansätze sind, ist ersichtlich. Die Abbildung der angeschliffenen Querschnitte (Taf. XXIII, Fig. 3) zeigt sie allseitig bei den Ooiden, die während ihrer Bildung anscheinend dauernd in gleichmäßiger Bewegung gehalten wurden. Eine Ausnahme macht das zweite Ooid von rechts (s. Abb.) Auch äußerlich läßt dieses an einer Abflachung der Unterseite erkennen, daß es in der zweiten Hälfte seines Wachstums zeitweilig festgelegt hat und dadurch an der symmetrischen Ausbildung gehindert wurde. Erst in den Außenzonen tritt wieder mit der konzentrischen Umschalung eine regelmäßigere Ausbildung ein.

Der durch die unterschiedlichen Lagen sich ausdrückende Strukturwechsel kommt also zustande durch die äußeren Umstände, welche das Ooid während seiner Bildungszeit betrafen, wie durch den Wechsel in der von außen herantretenden Stoffzufuhr zum Aufbau des Ooids. Das gilt für alle Ooide von derartiger Strukturverschiedenheit.

Bezüglich des Kernes der neuseeländischen Ooide sei noch gesagt, daß dieser immer außerordentlich klein ist. Die konzentrische Lagenstruktur läßt sich auch bei den größeren Ooiden bis in die Mitte verfolgen. Die eigentlichen Kerne sind kleine Kalkpartikel oder Sandkörner, die bei der Auflösung in Salzsäure sich aus den innersten Umbüllungen herauschälen. Über die Zeit, welche die Bildung der Ooide in Anspruch nahm, ist nichts beobachtet. Als sie gesammelt wurden, stand die Bohrung zwei Jahre.

Bönnner Geologisch-paläontologisches Institut. August 1913.

## 8. Das Devon der Ostalpen.

### V.

Begonnen von F. FRECH:

### Die Fauna des devonischen Riffkalkes.

#### III. Crinoiden.

Von Herrn JOHN K. CHARLESWORTH.

Hierzu Tafel XXVIII und XXIX und 5 Textfiguren.

#### Einleitung.

Nachdem FRECH im Jahre 1894 in dieser Zeitschrift<sup>1)</sup> mit der Beschreibung der organischen Reste des unterdevonischen Riffkalkes der Karnischen Alpen und zwar zunächst der Crustaceen, Cephalopoden, Gastropoden und Würmer begonnen hatte, wurde die Schilderung der Fauna, und zwar der Lamellibranchiaten und Brachiopoden von SCUPIN in dieser Zeitschrift<sup>2)</sup> fortgesetzt. Herr FRECH hat mir sein gesamtes Crinoiden- und Korallen-Material in freundlichster Weise zur Verfügung gestellt; ich führe deshalb die Beschreibung der interessanten Fauna im nachfolgenden mit den Crinoiden fort, um sie mit den Korallen, die demnächst erscheinen sollen, zum Abschluß zu bringen. Auch an dieser Stelle spreche ich hierfür Herrn FRECH meinen aufrichtigen Dank aus.

Die durchgängig aus der FRECHschen Sammlung stammenden Crinoidenkelche wurden nur z. T. in der Hauptkette der Karnischen Alpen aufgesammelt. Der größere Teil der Exemplare wurde in dem Riffkalk der Karawanken gefunden, die ebenfalls dem Unterdevon und zwar einer etwas höheren Zone als die grauen Kalke des Wolayer Sees angehören. Das Interesse, das

<sup>1)</sup> Über das Devon der Ostalpen III. Die Fauna des unterdevonischen Riffkalkes I. 46, 1894, S. 446, Taf. 30—37.

<sup>2)</sup> Das Devon der Ostalpen IV. Die Fauna des unterdevonischen Riffkalkes II. 57, 1905, S. 91, Taf. 5, 6; 58, 1906, S. 213, Taf. 11—17.

die vorliegenden Arten erregen, beruht vor allem darauf, daß es sich vorwiegend um Vorläufer der wohlbekannten Eifler Crinoiden handelt. Hierzu gehören die im folgenden beschriebenen Arten der Gattungen *Rhipidocrinus*, *Hexacrinus*, *Eucalyptocrinus* und *Melocrinus*. Nur der in einem Exemplar vorliegende *Megistocrinus* ist im deutschen Mitteldevon unbekannt. Sein nächster Verwandter ist aus Westeuropa (dem Unterdevon von Asturien) von OEHLERT beschrieben worden. Im Gegensatz zu diesen Typen ist der einzige *Cyathocrinus* ein Rest der ober-silurischen Fauna. Die in großer Menge in den Karnischen Alpen auftretenden Stielglieder, die vermutlich zu den beschriebenen Arten gehören, konnten in den meisten Fällen nicht näher bestimmt werden.

## Beschreibung der Arten.

### *Fistulata.*

*Cyathocrinidae* F. ROEMER (emend. WACHSM. SPR.).

*Cyathocrinus* MILLER

Syn. *Sphaerocrinus* F. ROEMER

*Palaeocrinus* BILLINGS

*Cyathocrinus carnicus* n. sp.

1894 *Cyathocrinus* n. sp. FRECH, Karnische Alpen S. 255.

Der Kelch ist schüsselförmig und hat eine ganz glatte Oberfläche. Leider ist es wegen des ungünstigen Erhaltungszustandes der Basis unmöglich, die Zahl der Infrabasalia (Cryptobasalia von SCHULZE) und ihre Abgrenzung näher zu unterscheiden.

Die fünf großen Basalia umschließen ein gerundetes Fünfeck, dessen Durchmesser ca. 13 mm beträgt.

Unter diesen fünf Basalia sind vier von gleicher Größe und fünfseitig. Während diese aber oben zugespitzt sind, ist das fünfte und hintere oben horizontal abgestumpft und durch diese Abstumpfung zur Aufnahme der Analplatte bestimmt. Es ist größer als die übrigen, sechsseitig, mit den drei oberen Rändern von ungefähr gleicher Länge.

Darüber folgen und mit diesen alternierend, die fünf gleich großen Radialia. Sie sind ebenfalls fünfseitig, subquadratisch und sind mit einem breiten, den ganzen Oberrand einnehmenden Gelenkausschnitt versehen.

In der Mitte dieser Gelenkfläche steht eine kleinere keilförmige, zugespitzte Medianleiste, die eine Divergenz der Arme

bewirkt hat, und die andeutet, daß jedes Radiale articular für zwei Armstämme war.

Die Entfernung zwischen dem halbmondförmigen Ausschnitt und der Leiste, welche die beiden kürzeren Gelenkflächen trennt, beträgt ca. 3 mm.

Das Radianale, das auf dem schmalen abgestumpften Oberande des hinteren Basale ruht, ist sechsseitig und liegt zwischen den zwei hinteren Radialia.

Die Kelchdecke ist nicht erhalten. Nur die Articulationsfläche der Basis der fünf Arme ist vorhanden.

In einem kleinen Stück liegt eine Säule, die sehr wahrscheinlich zu *Cyathocrinus carnicus* gehört. Sie ist aus sehr niedrigen gleichhohen Gliedern zusammengesetzt und von einem ziemlich großen fünfseitigen zentralen Nahrungskanal durchbohrt. Ihr Durchmesser beträgt etwa 8—9 mm, der des Kanals ca. 4,5 mm.

Die Unterscheidung zwischen *Taxocrinus* und *Cyathocrinus* hängt von der Zahl der Infrabasalia ab und beträgt drei bei der ersten Gattung und fünf bei der letzten.

Leider gestattet der Erhaltungszustand der Basis, worauf schon oben hingewiesen wurde, nicht, eine Entscheidung über die Zugehörigkeit der Art zu treffen. Den kleinen erhaltenen Nähten nach zu schließen, dürften wahrscheinlich fünf vorhanden gewesen sein. Genauer lässt sich über die Basis nicht äußern. Dieser Umstand machte es nötig, das Vergleichsmaterial der Breslauer Sammlungen zu Rate zu ziehen. Danach ist dieses Stück zweifellos ein *Cyathocrinus*; denn es zeigt die übrigen Merkmale von *Cyathocrinus* so deutlich, daß man, die drei Basalia voraussetzend, die Art unbedenklich zu dieser Gattung stellen kann.

*Taxocrinus affinis* MÜLLER<sup>1)</sup> der Eifel und *Tax. multibranchiatus* LYON und CASS<sup>2)</sup> des Kalkes von Indiana zeigen ganz andere Merkmale, besonders in der wellenförmigen Ausbildung der Arme und des Kelches.

So steht die scheinbare Ähnlichkeit der Zahl der Infrabasalia in Übereinstimmung mit den anderen Merkmalen des ganzen Tieres.

Von *Cyathocrinus ramosus*<sup>3)</sup>, *Cyath. longimanus*<sup>4)</sup> und *Cyath. acinotubus* ANGELIN<sup>5)</sup> aus dem Obersilur unterscheidet sich die

<sup>1)</sup> MÜLLER: Neue Echinodermen der Eifel. S. 244, Taf. I, Fig. 1, 2.

<sup>2)</sup> Amer. Journ. Science, **23**.

<sup>3)</sup> ANGELIN: Iconographia Crinoideorum in Stratis Sueciae siluricis, 1878, S. 22, Tab. 20, Fig. 1—3.

<sup>4)</sup> Ebenda S. 22, Tab. 20, Fig. 4, 6, 7; Tab. 26, Fig. 4, 4a—c, 5, 5a—b.

<sup>5)</sup> Ebenda S. 22, Tab. 20, Fig. 5.

beschriebene Art durch die articulare Natur des Radiale erster Ordnung, während bei den drei genannten Arten erst das Radiale dritter Ordnung als Articulare funktioniert.

Vorkommen: Aus dem Riffkalk im mittleren Unterdevon, Wolayer Thörl.

### *Camerata.*

#### *Hexacrinidae* WACHSM. SPR.

##### *Hexacrinus* AUSTIN.

##### *Hexacrinus Rosthorni* FRECH mscr.

1894 *Hexacrinus Rosthorni* FRECH, Karnische Alpen, S. 255, 257, 259.

Größter Durchmesser	Kleinster Durchmesser	Höhe
ca 28 mm	ca 23 mm	ca 18 mm
" 27 "	" 21 "	" 21 "
" 28 "	" 20 "	" 26 "
" 36 "	" 26 "	" 32 "
" 15 "	" 13 "	" 13 "
" 17 "	" 14 "	" 18 "

Als Höhe des Kelches gilt in der vorstehenden Tabelle die Entfernung des Stielansatzes von dem höchsten Punkte der Decke. Außer den Kelchen, deren Maße oben angegeben sind, liegen noch einzelne Bruchstücke vor. Durch Kombination der an diesen zahlreichen verhältnismäßig günstig erhaltenen Exemplaren gemachten Beobachtungen ergibt sich das folgende:

Der schüsselförmige Kelch besitzt eine ausgesprochen zweiseitige Symmetrie; die Längs-Achse läuft in sämtlichen Fällen derart, daß die Analplatte zwischen ihr und der kürzeren zu liegen kommt.

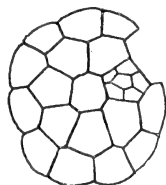


Fig. 1.

Kelchdecke von *Hexacrinus Rosthorni* FRECH.

In dem grauen und dem roten Kalke der Karawanken bei Vellach und zwischen Wolayer Thörl und Wolayer See (1:1). Vergl. Taf. 1, Fig. 5c.

Die monocyclische Basis besteht aus drei gleichgroßen, sechsseitigen Basalia, die ein kleines, niedriges, fast flach gewölbtes Sechseck bilden. Bei dem dritten Exemplar, dessen

Dimensionen oben angegeben wurden, ist die Basis, wie schon aus den Ziffern zu entnehmen ist, ziemlich scharf zugespitzt; denn während die Zahlen des längsten und kürzesten Durchmessers bei den ersten drei Stücken ziemlich konstant bleiben, übertrifft die Höhenziffer des dritten bedeutend die der zwei anderen. Die extremen Formen aber sind durch alle möglichen Übergänge miteinander verbunden. Wenn auch die Größe der Kelche und das Verhältnis zwischen ihrer Höhe und Breite in gewissen Grenzen schwanken, so wird dadurch der äußere Habitus nur unwesentlich beeinflusst. Unmittelbar am Anheftungspunkte der Säule ist die Basis ringförmig eingeschnürt oder gedrückt.

Darüber folgt ein Kranz von sechs Tafelchen, die alternierend dem horizontal abgestumpften Rande oder dem einspringenden Winkel der Basalia aufliegen. Fünf von diesen sind Radialia, die fünfseitig sind, aber ein quadratisches Aussehen haben, da die kleinen Oberränder fast in einer geraden Linie verlaufen.

Das Verhältnis zwischen ihrer Höhe und Breite schwankt bedeutend, bald ist die Höhe doppelt so groß als die Breite, bald sind beide einander fast gleich. Jedenfalls erweitern sich die Radialia etwas nach oben und sind mit einem breiten, über die Hälfte des ganzen Oberrandes einnehmenden Gelenkausschnitt versehen.

Das Interradiale anale, das auf dem einspringenden Winkel zweier Basalia ruht, ist in der Mitte am breitesten und verschmälert sich allmählich nach oben, ohne über den Oberrand der angrenzenden Radialia hinauszutreten. Die beiden das Interradiale begrenzenden Radialia sind etwas schmaler als die drei übrigen.

Die flach gewölbte Kelchdecke ist mit 18 oder 19 ziemlich großen Tafelchen gepflastert. Das sechs- oder siebenseitige Mitteltäfelchen ist von 17 oder 18 anderen Tafelchen umgeben, die in zwei Kreisen gruppiert sind. In der inneren, kreisförmigen Tafelchenreihe befindet sich der excentrische After und zwar zwischen dem Mitteltäfelchen und dem Interradiale. Bei den zwei Exemplaren, deren Kelchdecke gut erhalten ist, stimmt die Anordnung und Zahl der Plättchen im After nicht überein. In dem einen Exemplar besteht diese aus fünf Fünfecken, die ein sechstes umschließen, in dem anderen sind etwa ein Dutzend kleine Plättchen ohne bestimmte Anordnung vorhanden. Ob hierauf weitere Spezies oder Varietäten zu begründen sind, kann erst nach Auffindung eines vollständigeren Materiales entschieden werden.

Die Afteröffnung ist nicht zu einer Proboscis ausgezogen, sondern besteht lediglich in einer Öffnung der Kelchdecke.



Die ganze Kelchoberfläche ist äußerst fein granuliert, ihr Erhaltungszustand aber ist so ungünstig, daß man ursprünglich bedeutend stärkere Granulationen annehmen muß.

Die cylindrische Säule besteht aus überall gleichhohen, auf den Gelenkflächen radiär gekerbten Gliedern, die an der äußeren Peripherie mit einem kräftigen, scharfen Ringwulst versehen sind. Die Glieder alternieren miteinander, das eine ganz glatt, das andere mit Höckerchen bekleidet. Sie sind in der Mitte von einem verhältnismäßig feinen, runden Nahrungskanal durchbohrt. Die Arme sind nicht erhalten.

Die äußere Gestalt der beschriebenen Art gestattet keine Verwechslung mit den anderen Crinoiden aus gleichaltrigen Schichten noch denen des Eifler Kalkes. Sie zeigt aber eine auffallende Ähnlichkeit mit *Hex. interscapularis* PHILL.<sup>1)</sup> (*Platycrinus granulifer* F. RÖMER<sup>2)</sup>), von dem ein sehr schön erhaltenes Exemplar zum Vergleich vorliegt. Die westfälische Art ist bedeutend größer, aber in bezug auf die Tafelchenanordnung sowie in der äußeren Gestalt ist sie der unsrigen sehr nahe verwandt, da in beiden Fällen die Breite die Höhe um ein Drittel übersteigt. Von *Hex. interscapularis* unterscheidet sie sich durch die kleinere Gestalt, die schmälere, das Interradiale begrenzenden Radialia und die bedeutend flachere Kelchdecke.

Die Art wurde nach dem Kärntner Geologen genannt, der die Verhältnisse des Paläozoicums von Kärnten und Böhmen zuerst richtig beurteilt hat, dessen Beobachtungen aber in unverständige Vergessenheit geraten sind.

Vorkommen: Ziemlich häufig im grauen Crinoidenkalk und dem roten Kalke des oberen Unterdevon von Pasterkfelsen (Pistotta) bei Vellach. Ferner in mittelunterdevonischen Schichten (F 2) zwischen Wolayer Thörl und Wolayer See.

Untersucht wurden 19 Stücke.

*Hexacrinus Frechi* n. sp.

1894 *Hexacrinus* n. sp. FRECH, Karnische Alpen. S. 257.

Kelchdurchmesser 15 mm

Höhe . . . . 19 mm

Die Form des Kelches ist der eines umgekehrten, abgestumpften Kegels ähnlich. Der untere Teil der Basis ist an

<sup>1)</sup> Paleozoic Fossils, S. 28, Tab. 14., Fig. 39. Vgl. SCHULZE: Monographie der Echinodermen des Eifler Kalkes. Denkschr. d. k. k. Akad. d. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl. 26, 1867, S. 191, Taf. VIII, Fig. 5.

<sup>2)</sup> Verh. Naturh. V. Rheinland u. Westf. Jahrgang 9 S. 281, Taf. 2, Fig. 1 a—e.

dem einzigen vorliegenden Exemplar nicht erhalten. Gleichfalls macht der ungünstige Erhaltungszustand des oberen Teiles die Abgrenzung der Basalia unmöglich. Jedenfalls aber zeigt das Stück, daß die Basalia verhältnismäßig hoch gewesen sein müssen.

Die fünf gleichgroßen Radialia, fast so breit wie hoch, erweitern sich nach oben.

Das Interradiale anale ist bedeutend schmaler als die Radialia, wie diese etwas nach oben erweitert. Die Radialia und das Interradiale erscheinen undeutlich subquadratisch oder trapezförmig, während sie eigentlich fünfseitig sind. Die Radialia zeigen an ihrem oberen Rand einen ziemlich tiefen Gelenkausschnitt, der ungefähr die eine Hälfte des gesamten Randes einnimmt, so daß die oberen Ecken zweier aneinandergrenzender Radialia scharf zackenartig hervorragen.

In einem Einschnitt, der durch die Divergenz der schrägen Oberränder der Radialia zustande gekommen ist, befindet sich ein kleines fünf- oder sechseitiges Täfelchen.

Die Kelchdecke ist ziemlich rund und stark gewölbt, mit sehr unregelmäßigen, höckerigen, blasig aufgetriebenen Täfelchen bedeckt. Die Kelchdecke ist so hoch gewölbt, daß sie die obere Hälfte der gesamten Kelchkugel bildet.

Die Analplatte befindet sich in dem äußeren Kreis der Täfelchen.

Arme und Säule sind nicht erhalten.

In äußerer Gestalt zeigt die kärntner Art größere Ähnlichkeit mit *Hexacrinus exculptus* GOLDFUSS<sup>1)</sup> als mit irgendeiner anderen Art.

Von ihr aber unterscheidet sie sich durch das Verhalten des Interradiale anale. Wie schon erwähnt wurde, erweitert sich das letztere bei der beschriebenen Art nach oben; bei der Eifeler Art aber wird das Interradiale anale nach oben schmaler.

Ferner unterscheidet sie sich durch die Ausbildung der Oberfläche, die bei *Hexacrinus exculptus* mit Randleisten oder gerundeten Randwülsten versehen und bei *Hex. Frechi* ganz glatt ist.

Vorkommen: In dem fleischroten Kalk des unteren Unterdevon des Pasterkriffes bei Vellach.

<sup>1)</sup> Beiträge zur Petrefaktenkunde, S. 347, Taf. 32 Fig. 3, a, b, c.

*Actinocrinidae* WACHSM. and SPR.*Megistocrinus* OWEN and SHUMARD.Syn. *Actinocrinus* HALL.*Megistocrinus devonicus* n. sp.1894 *Megistocrinus* sp. FRECH, Karnische Alpen.

Kleinste Breite des Kelches 36 mm

Größte Breite des Kelches 48 mm

Höhe des Kelches 30 mm

Die angegebene größte Breite wurde in der, die Interradialia schneidenden Ebene, die kleinste Breite von dem dorsalen Interradius bis zum Ventralradius und die Höhe von den Basalia hinauf bis zu den Distichalia zweiter Ordnung gemessen.

Der Kelch ist breit und schüsselförmig mit ausgeprägter, zweiseitiger Symmetrie.

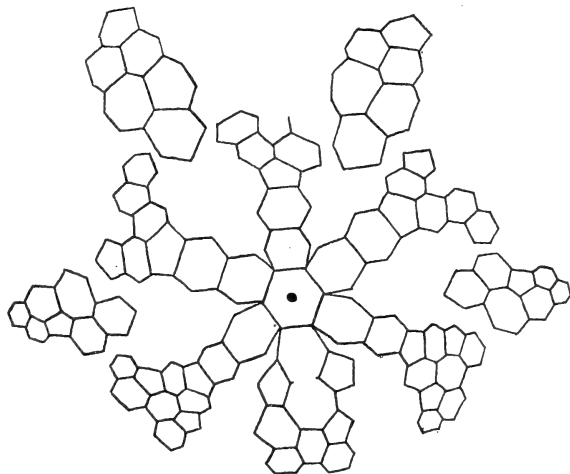


Fig. 2.

Projektion des Kelches von *Megistocrinus devonicus* n. sp.

In dem Unterdevon des Wolayer Thörls (1:1).

Die nur sehr wenig eingesenkte, monocyclische Basis ist ein Sechseck, das von den drei fünfseitigen, gleichgroßen Basalia gebildet wird. Sie ist von den fünf großen Radialia erster Ordnung und dem Analinterradiale umschlossen. Auf die Radialia erster Ordnung folgen jene der zweiten und

dritten Ordnung. Die Radialia erster und zweiter Ordnung sind sechsseitig, das Radiale axillare aber fünfseitig. Sämtliche Radialia nehmen nach oben an Größe unbedeutend ab.

Auf das Radiale axillare folgen die zwei Distichalia. Jeder Distichalradius, mit Ausnahme des ventralen, besteht aus zwei Distichalia, von denen das untere sechsseitig, das obere fünfseitig und axillär ist. Auf diese folgen noch unregelmäßige Palmarien. In dem ventralen Radius ist das Distichale axilläre sechsseitig.

Auf den oberen Seitenrändern der Distichalia erster Ordnung und zwischen den Distichalia axillaria ruht das sechs- oder siebenseitige Interdistichale. Über die Form und Anordnung der über diesem Interdistichale früher vorhanden gewesenen Täfelchen läßt sich des ungünstigen Erhaltungszustandes wegen kein Aufschluß geben. Sämtliche Distichalia axillaria sind kleiner als die Distichalia erster Ordnung und, ebenso wie die Radialia, breiter als hoch. Das sechsseitige Interradiale erster Ordnung ruht auf den oberen Seitenrändern der Radialia erster Ordnung und zwischen den Radialia zweiter Ordnung. Darauf folgen zwei Reihen, deren sechs- oder siebenseitige Täfelchen nach oben an Größe abnehmen und miteinander alternieren. Der Interradius ist von ungefähr gleicher Breite wie der Radius.

Der Analinterradius ist jedoch breiter als die übrigen Interradien und besteht aus ziemlich großen Täfelchen. Das erste ist groß und sechsseitig. Es befindet sich in dem Kranz der Radialia erster Ordnung. Darüber folgen in drei Reihen die anderen Täfelchen des Interradius. Sie sind unregelmäßig fünf-, sechs- oder siebenseitig und werden nach oben kleiner. Die mittlere Tafelreihe zeichnet sich von den zwei äußeren durch die bedeutende Größe der Täfelchen sehr deutlich aus.

Nur der innere Abdruck des Kelches ist erhalten, so daß es unmöglich wurde, die ursprüngliche Kelchoberfläche und ihre Ornamentierung zu beobachten.

Kelchdecke, Arme und Säule sind ebenfalls nicht erhalten.

Infolge des Gebirgsdruckes, welchem dieses Stück unterworfen wurde, ist das Ganze etwas zerquetscht, und an einigen Stellen sind die Täfelchen auseinandergerissen. Doch der Erhaltungszustand ist genügend günstig, um die vollständige Täfelchenanordnung klarzulegen. *Megistocrinus* ist vornehmlich im Carbon entwickelt. Außerdem hat OEHLERT<sup>1)</sup> vor Jahren aus dem höheren Unterdevon Asturiens *Meg. Waliszewskii* beschrieben.

<sup>1)</sup> Bull. Soc. Géol. de France. Sér. 3, Tome 24, 1896, S. 818, Taf. 26, Fig. 1—4.

Mit ihm ist unsere Art sehr nahe verwandt, mit der sie sowohl in bezug auf ihre Größe als auch die Tafelanordnung eine große Ähnlichkeit zeigt. Doch ist *Meg. Waleszewskii*, wie OEHLERT selbst hinwies, kein echter *Megistocrinus*, da die Entwicklung des Analterradius ganz abnorm ist, der aus fünf Tafelreihen besteht, während er bei der karnischen Art deren drei zeigt. Aus diesem Grunde ist unsere Art mit der spanischen gar nicht zu verwechseln.

Von dem Typus *Meg. Evansii* OWEN and SHUM.<sup>1)</sup> und von den anderen Arten der Gattung unterscheidet sie sich durch das ganze Aussehen des Kelches und die Form und Anordnung der Tafelchen.

*Megistocrinus* ist fast ausschließlich auf das Devon und Carbon von Amerika beschränkt. Die Gattung wurde außerdem aus dem Carbon von Irland — *Meg. globosus* (= *Actinocrinus globosus* PHILL.) — beschrieben.

*Meg. Waleszewskii* stammt aus dem Unter- oder Mitteldevon von Santa Lucia. Außer den zwei Vorkommnissen von Spanien und den Karnischen Alpen kommt die Gattung nur in höheren Stufen bis zum Carbon hinauf vor.

Vorkommen: Unterdevon, Wolayer Thörl.

#### *Melocrinidae* F. ROEMER (emend. WACHSM. SPR.).

##### *Melocrinus* GOLDFUSS.

##### *Melocrinus prostellaris* FRECH mschr.

1894 *Melocrinus prostellaris* FRECH, Karnische Alpen mschr.

Der Kelch ist birnenförmig. Seine größte Breite entspricht der durch die Radialia distichalia zweiter Ordnung gelegten Ebene.

Die monocyclische Basis besteht aus vier ein Fünfeck bildenden Basalia, von denen drei gleich und fünfseitig sind, das vierte etwas größer und sechsseitig ist.

Die Radialia erster Ordnung stoßen in einem geschlossenen Kranz um das Fünfeck zusammen. Darüber folgen die Radialia zweiter und dritter Ordnung. Sämtliche Radialia sind sechsseitig. Auch das Radiale axillare ist, abweichend von der bei den übrigen Arten der Gattung herrschenden Regel, sechsseitig.

Die Distichalia, von denen einige gut erhalten sind, sind sowohl in bezug auf ihre Anordnung und Größe als auch die

<sup>1)</sup> U. S. Geol. Rep. Iowa, Wisc. and Minn. 1852 S. 594, Taf. 5, Fig. 3a, b.

Zahl ihrer Seiten äußerst unregelmäßig. In sämtlichen Fällen aber ist ein fünf- oder sechsseitiges Interradiale vorhanden, das im allgemeinen kleiner ist als die umgebenden Distichalia. Stets ist es kleiner als die Radialia.

Was nun die Interradialia betrifft, so bestehen dieselben zunächst aus einem Kranz von fünf großen, sechsseitigen Interradialia erster Ordnung, die sich auf die oberen, schrägen Ränder der Radialia erster Ordnung stützen und zwischen den unteren Seitenrändern der Radialia zweiter Ordnung liegen. Über den Interradialia erster Ordnung folgen die zahlreichen anderen, unregelmäßigen fünf-, sechs- oder siebenseitigen Interradialia in zwei Reihen, die fast unmerklich nach oben an Größe abnehmen.

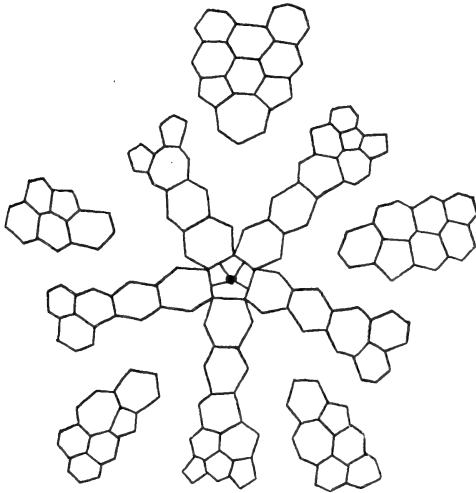


Fig. 3.

Projektion des Kelches von *Melocrinus prostellaris* FRECH.

In dem Unterdevon des Wolayer Thörls (1:1).

Das Interradiale erster Ordnung in dem Analinterradius ist bedeutend größer als die übrigen und achtseitig. Darauf folgen die anderen Interradialia in drei Reihen, deren mittelste aus sechsseitigen Tafelchen besteht, während die beiden äußeren aus kleineren, meistens sechsseitigen Tafelchen zusammengesetzt sind, die nach oben an Größe abnehmen. Die Höhe der Tafelchen des Kelches ist durchweg größer als die Breite. Demnach besitzt die alpine Art bedeutend größere Dimensionen als ihre Nachkommen im Eifler Kalke.

Kelchdecke, Säule und Arme wurden nicht beobachtet.

Da das Stück nur den Abdruck des Kelches darstellt, ist es unmöglich zu erkennen, ob das Exemplar ursprünglich glatt oder mit Skulptur versehen war.

In der äußeren Gestalt zeigt die beschriebene Art einige Ähnlichkeit mit *Melocrinus stellaris* F. ROEMER<sup>1)</sup>, obwohl die letztere bedeutend geringere Dimensionen erreicht. *Melocrinus prostellaris* zeigt ferner nicht die eigentümliche sternartige Skulptur, die *Mel. stellaris* besonders charakterisiert.

Vorkommen: Das Unterdevon, Wolayer-Thörl.

***Rhodocrinidae* F. ROEMER.**

***Rhipidocrinus* BEYRICH.**

Syn. *Rhodocrinus* GOLDFUSS.

***Rhipidocrinus praecursor* FRECH msch.**

1894 *Rhipidocrinus praecursor* FRECH, Karnische Alpen S. 255.

Breite des Kelches . .	27 mm	33 mm
Höhe <sup>2)</sup> des Kelches . .	9 mm	11 mm
Säule-Durchmesser . .	7 mm	11 mm.

Der schüsselförmige Kelch ist breit und hat eine glatte Oberfläche. Die dicyclische Basis ist etwas eingesenkt und zehn-

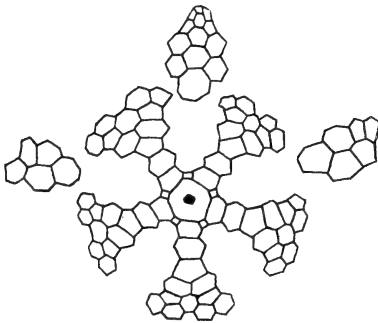


Fig. 4.

Projektion des Kelches von *Rhipidocrinus praecursor* FRECH.

In dem Unterdevon des Wolayer Thörls (1:1).

seitig, da sie von den fünf Radialia und den fünf Parabasalia umgeben ist. Der Erhaltungszustand, der übrigens nicht un-

<sup>1)</sup> Verhdl. d. naturhist. Vereins f. Rheinland 8, S. 362, Taf. VII, Fig. 2a—c.

<sup>2)</sup> Bis auf den Oberrand des ersten Palmare.

günstig ist, macht die Abgrenzung und Unterscheidung der Infrabasalia unmöglich. Die Basis ist von einem kleinen, fünflappigen Nahrungskanal durchbohrt. Die zehnsseitige Basis zeigt fünf längere Seiten, die von ebenso vielen kleinen unterbrochen sind; die ersteren entsprechen den unteren Rändern der Radialia, die letzteren den kleinen Parabasalia, die sich zwischen die größeren Radialia einschieben.

Sämtliche Radialia erster Ordnung sind sechsseitig und ruhen auf den langen Seiten des Zehnecks, während sich den kleinen Seitenrändern die Parabasalia anfügen. Die anderen Seitenränder sind bedeutend länger. Den breiten horizontalen Rändern der Radialia erster Ordnung liegen die fünf sechsseitigen Radialia zweiter Ordnung auf. Ihre unteren Seitenränder sind länger als die oberen mit Ausnahme der zwei den Analinteradius begrenzenden Radialreihen, deren Anordnung umgekehrt ist. Dem oberen Rande der Radialia zweiter Ordnung liegt ein Kranz von fünf fünfseitigen Radialia auf, die keilförmig und zugeschärft sind, da sie axillar für zwei Distichalreihen dienen.

Jeder Distichalradius besteht aus zwei Distichalia, von denen das untere sechsseitig, das obere fünfseitig und axillar ist.

Auf diese Distichalia axillaria folgen kleinere, sechsseitige Palmaria. Zwischen den unteren Seiten der Distichalia zweiter Ordnung und auf den oberen Seitenrändern der Distichalia erster Ordnung ruhend befindet sich das kleine, siebenseitige, symmetrische Interdistichale. Sämtliche Distichalia werden nach oben zu kleiner und sind wie die Radialia breiter als hoch.

Die Interradialia bestehen zunächst aus einem Kranz von fünf ziemlich großen Interradialia erster Ordnung, die auf den kleinen, horizontalen, oberen Rändern der viereckigen Parabasalia aufliegen und von je zwei Radialia erster und zweiter Ordnung begrenzt sind. Vier davon sind siebenseitig und tragen über sich zwei etwas kleinere, sechs- oder siebenseitige Interradialia zweiter Ordnung. Auf diese folgen noch andere unregelmäßig sechs- oder siebenseitige Täfelchen, die nach oben zu an Größe abnehmen. Die unteren Interradialia folgen zu Paaren, ohne aber eine bestimmte Anordnung erkennen zu lassen.

Das fünfte Interradiale erster Ordnung ist achtseitig. Auf seinen drei oberen Rändern liegen drei Interradialia zweiter Ordnung, von denen das mittelste, das Interradiale anale, bedeutend größer ist als die zwei anderen.

Über diesen folgen drei kleinere Interradialia dritter Ordnung, denen wiederum drei andere Täfelchen folgen. Darüber sind noch kleine Täfelchen ohne bestimmte Gruppierung vorhanden. Sämtliche Täfelchen des Analinteradius, mit Ausnahme des



ersten, sind sechsseitig und werden nach oben zu kleiner. Die mittlere Tafelreihe ist bedeutend größer als die zwei äußeren.

Kelchdecke und Arme sind unbekannt.

Die runde Säule ist ziemlich dick und von einem verhältnismäßig sehr kleinen, fünfseitigen Kanal durchbohrt. Ihre ziemlich niedrigen Glieder sind mit einer scharfen Ringwulst versehen.

*Rhipidocrinus praecursor* ist in äußerer Gestalt dem *Rhipidocrinus crenatus* GOLDFUSS<sup>1)</sup> ziemlich ähnlich, unterscheidet sich aber, abgesehen von der netzartigen Skulptur und den Runzeln, die die Kelchoberfläche bei der Eifler Art bedecken, durch die Kleinheit der vierseitigen Parabasalia. Außerdem berühren sich die letzteren nicht wie bei der rheinischen Art, sondern sind durch die Radialia erster Ordnung voneinander getrennt.

Vorkommen: Das Unterdevon, Wolayer Thörl.

*Rhipidocrinus alpinus* n. sp.

1894 *Rhipidocrinus* n. sp. FRECH, Karnische Alpen, S. 257.

Breite des Kelches . . . . 52 mm

Höhe des Kelches . . . . 17 mm

Die dicyklische Basis ist etwas eingesenkt. Die Infrabasalia, fünf an der Zahl, bilden über dem Stiel ein Fünfeck. Um dieses ordnen sich die fünf sechsseitigen Basalia an, deren Breite größer als die Höhe ist. Die unteren Seitenränder, durch welche sich die Basalia vereinigen, sind äußerst kurz, während die oberen, die die Radialia erster Ordnung umgrenzen, lang sind. Der obere Rand ist dem unteren parallel und stützt das Interradiale erster Ordnung. Somit ist der Umriß der Basalia trapezförmig.

Darüber folgen, auf den oberen Seitenrändern der Basalia ruhend und regelmäßig mit ihnen alternierend, die fünf fünfseitigen Radialia erster Ordnung. Ihnen folgen die fünf sechsseitigen Radialia zweiter Ordnung.

Über diesen endlich folgt wiederum, dem unteren Rande der Radialia zweiter Ordnung aufliegend, ein Kranz von fünf fünfseitigen Radialia, die keilförmig sind und axillär für zwei Distichalradien als Stützpunkte dienen. Dort an der Stelle, wo die Interradialia distichalia liegen sollen, ist die Erhaltung des Kelches sehr mangelhaft, doch dürften zwei Reihen von Interradialia vorhanden gewesen sein.

Jeder Distichalradius besteht aus zwei Radialia distichalia, die durchgängig sechsseitig sind und von denen das untere

<sup>1)</sup> Petref. Germ. Bd. I, S. 211, Taf. 64, Fig. 3.

größer als das obere ist. Ein Interdistichale, das zwischen den Distichalia liegen müßte, ist des schlechten Erhaltungszustandes wegen nicht zu beobachten. Doch ist nach der Form und Anordnung der Distichalia die Vermutung erlaubt, daß sie durch ein sechs- oder siebenseitiges Interdistichale voneinander getrennt waren.

Die drei Radialia nebst den zwei Distichalia schließen sich mit den benachbarten zu einer unregelmäßigen Ellipse zusammen, welche die sechs Interradialia umgrenzt.

Das Interradiale erster Ordnung, das sich auf den abgestumpften Oberrand der Basalia stützt, ist groß und siebenseitig. Die Radialia werden durch dieses getrennt, das sich zwischen den Radialia erster Ordnung und den unteren, schrägen Seiten der Radialia zweiter Ordnung befindet. Die Interradialia zweiter Ordnung bestehen aus zwei kleinen Täfelchen. Darüber folgen noch zwei dritter Ordnung nebst einem oder zwei Täfelchen.

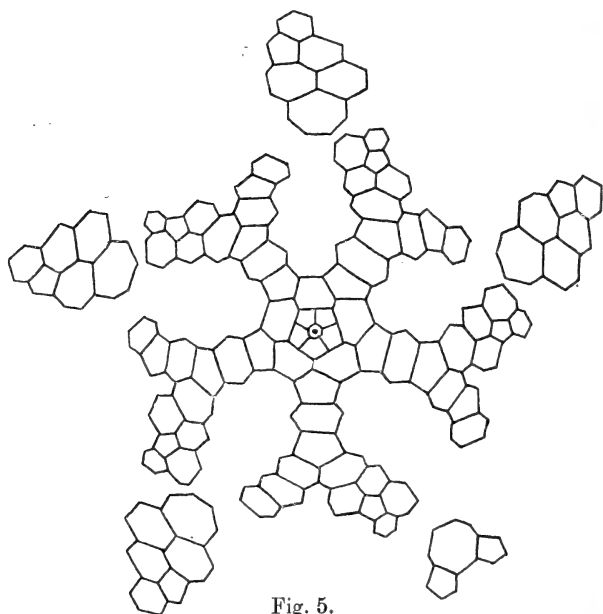


Fig. 5.

Projektion des Kelches von *Rhipidocrinus alpinus* n. sp.  
In dem roten Krinoidenkalke des unteren Unterdevon des Pasterkfelsens bei Vellach (1:1).

Die Interradialia sind mit Ausnahme des ersten gewöhnlich sechsseitig und nehmen nach oben an Größe ab.

Im Kranz der Radialia und Interradialia erster Ordnung befindet sich das große, siebenseitige Täfelchen des Analinteradius. Darüber folgen die zwei untersten Glieder der zwei äußeren Tafelreihen; die ganze mittlere Tafelreihe einschließlich der Analplatte sowie die Täfelchen der zwei anderen Reihen sind leider nicht erhalten. Doch dürften sie wahrscheinlich eine ähnliche Anordnung besessen haben wie bei *Rhipidocrinus praecursor*. Sämtliche Täfelchen sind breiter als hoch.

Die Nähte sind vertieft, wie sich trotz der schlechten Erhaltung beobachten läßt. Ursprünglich war die Oberfläche vielleicht granuliert.

Kelchdecke, Arme und Säule sind nicht erhalten.

In der Tafelanordnung zeigt die beschriebene Art eine gewisse Ähnlichkeit mit *Rhipidocrinus crenatus* GOLDFUSS, weicht aber von dieser Art ab, einmal durch das Fehlen der eigentümlichen, feinen Runzeln und der eigenartigen Skulptur, die die Eifler Art charakterisieren, dann auch durch die Lage der größten Breite des Kelches. Einerseits erweitert sich der Kelch bei *Rhipidocrinus crenatus* unmittelbar über der Basis sackartig, so daß häufig noch Parabasalia und Radialia erster Ordnung in der auf der Säule senkrecht stehenden Fläche liegen. Folglich ist hier die größte Breite des Kelches zu bezeichnen. Andererseits liegt bei *Rhipidocrinus alpinus* die größte Breite weit höher und zwar in der durch die Distichalia zweiter Ordnung schneidenden Ebene.

Ferner sind die vorliegenden Exemplare bedeutend größer als die entsprechenden Crinoiden des Eifler Kalkes, d. h. geradezu doppelt so groß.

Die Hauptmerkmale der neuen Art bestehen daher in der eigentümlichen, hohen Lage der größten Breite des Kelches und seiner bedeutenden Größe.

Vorkommen: Im roten Kalk des Unterdevon des Pasterkfelsens bei Vellach.

### *Calyptocrinidae* ANGELIN.

#### *Eucalyptocrinus* GOLDFUSS.

##### *Eucalyptocrinus* ex aff. *rosaceo*<sup>1)</sup> GOLDFUSS.

1894 *Eucalyptocrinus* cf. *rosaceo* FRECH, Karnische Alpen p. 259.

Es liegen ein Kelch und zwei isolierte Basalpyramiden vor. Die Basis des Kelches zeigt eine tiefe, trichterförmige

<sup>1)</sup> *Eucalyptocrinus* aff. *rosaceo* GOLDF.

1838 *Eucalyptocrinus rosaceus* GOLDF., Petref. Germ. S. 335, Tab. 30, Fig. 6.

Einsenkung wie der Boden einer Weinflasche. Sie besteht aus vier Basalia, von denen das eine größer ist als die drei übrigen. Der untere Teil des Kelches wird durch die fünf gleichen, trapezförmigen Radialia erster Ordnung gebildet. Die anderen Täfelchen der Radialien sind nicht vorhanden. Die ganze Oberfläche ist mit äußerst feinen Runzeln und Granulationen verziert, die eine Unterscheidung der einzelnen Täfelchen schwierig machen.

Die Säule ist nicht erhalten, doch ist sie, der Haftstelle nach zu urteilen, ungefähr rund gewesen, hat aber die ganze Höhlung der Basis nicht ausgefüllt.

Kelche, Decke und Arme sind ebenfalls nicht erhalten.

Der Kelch, von dem nur der unterste Teil erhalten vorliegt, ist bedeutend kleiner als die meisten dieser Art. Während bei dem beschriebenen Stück der Kelchdurchmesser etwa 20 mm beträgt, ist derselbe bei den Exemplaren, wie sie z. B. SCHULZE abbildet, um das Zweifache oder Dreifache größer. Jedoch stimmt die Form des Kelches und die Anordnung der Täfelchen mit der genannten Art gut überein, so daß die Zugehörigkeit zu einer vermutlich neuen Art aus der Verwandtschaft von *Eucalyptocrinus rosaceus* sehr wahrscheinlich ist. Richtig ist jedenfalls der Nachweis des Vorkommens dieser Gattung im Unterdevon der Alpen, da die Gattung mit *Rhipidocrinus crenatus* zu den häufigsten und charakteristischsten Crinoiden des Mitteldevon gehört.

Vorkommen: Im unterdevonischen, grauen Crinoidenkalk des Pasterkfelden bei Vellach.

### Zusammenfassung.

Unter den acht beschriebenen Crinoidenarten stammen *Cyathocrinus carnicus*, *Megistocrinus devonicus*, *Melocrinus prostellaris* und *Rhipidocrinus praecursor* aus dem Unterdevon des Wollayer Thörl. Die anderen Arten kommen in den Karawanken bei Vellach in dem oberen Unterdevon vor und zwar *Euca-*

- 1853 *Eucalyptocrinus rosaceus* DE KONINCK et LEHON, Recherches sur des Crinoids du Terrain Carbonifère de la Belgique S. 73.
- 1855 *Eucalyptocrinus rosaceus* F. RÖMER, Lethaea Geognostica S. 259, Tab. 4 Fig. 20 a—c.
- 1866 *Eucalyptocrinus rosaceus* SCHULZE, Monographie der Echinodermen des Eifler Kalkes. Denkschr. d. k. k. Akad. d. Wiss. S. 90, Tab. 11, Fig. 1—14.
- 1885 *Eucalyptocrinus rosaceus* WACHSMUTH and SPRINGER. Revision of the Palaeocrinoidea, Part III, S. 134.
- 1895 *Eucalyptocrinus rosaceus* HOLZAPFEL, Oberes Mitteldevon im Rheinischen Gebirge. Abh. d. Kgl. Geol. Landesanst. N. F. 16, S. 303.

*lyptocrinus* ex aff. *rosaceus* in dem grauen Crinoidenkalk, *Rhipidocrinus alpinus* und *Hexacrinus Frechi* in dem roten Crinoidenkalk, während *Hexacrinus Rosthorni* an allen drei Fundorten gesammelt wurde.

Da FRECH aus anderen Gründen das Alter des Riffvorkommens bei Vellach als jüngerer Unterdevon gleich G1 von Böhmen gedeutet hat, bildet die Bestimmung der Crinoidenkelche eine weitere Stütze für diese Anschauung.

Bemerkenswert sind die bedeutenden Dimensionen, die die Kelche des größeren Teiles der beschriebenen Art erreichen. Sie übertreffen bei weitem die entsprechenden mitteldevonischen meistens in der Eifel vorkommenden Nachfolger derselben Gattungen. Nur *Eucalyptocrinus* ex aff. *rosaceo* und *Hexacrinus Rosthorni* bilden in dieser Hinsicht eine Ausnahme. Dieser Größenunterschied ist wohl darauf zurückzuführen, daß die Eifler Arten in dem schlammigen Wasser der Crinoidenschicht lebten, während die karnischen bzw. Kärntner Formen in einem fast chemisch reinen Kalk vorkommen. Daß für festgewachsene Meerestiere wie Korallen und Crinoiden die Lebensbedingungen im reinen Wasser im allgemeinen günstiger sind als in schlammgetrübten Meeresteilen, ist eine aus der Gegenwart bekannte Tatsache.

Manuskript eingegangen am 24. November 1913.]

#### IV. Korallen und Stromatoporoiden.

Von Herrn JOHN K. CHARLESWORTH.

(Hierzu Tafel XXX—XXXIV.)

##### Einleitung.

Die folgende Arbeit über die Korallen bildet den Schluß der Beschreibung der unterdevonischen Fauna der Ostalpen, die von FRECH<sup>1)</sup> mit der Beschreibung der Crustaceen, Cephalopoden, Gastropoden und Würmer im Jahre 1894 begonnen wurde und von SCUPIN<sup>2)</sup> mit der Beschreibung der Lamellibranchiaten und Brachiopoden, vom Verfasser mit der der Cri-

<sup>1)</sup> Die Fauna des unterdevonischen Riffkalkes I. Diese Zeitschr. 46, 1894, S. 446, Taf. 30—37.

<sup>2)</sup> Das Devon der Ostalpen IV. Die Fauna des unterdevonischen Riffkalkes II, 57, 1905, S. 91, Taf. 5, 6; 58, 1906, S. 213 Taf. 11—17.

noiden fortgesetzt wurde. Herr FRECH hat mir die Liebenswürdigkeit erwiesen, sein gesamtes Korallenmaterial in freundlichster Weise zur Verfügung zu stellen, um die Beschreibung der Fauna zum Abschluß zu bringen. Ich möchte ihm auch an dieser Stelle dafür meinen aufrichtigen Dank aussprechen.

Nach den Brachiopoden bilden die Korallen die zahlreichste und wichtigste Tierklasse des karnischen Unterdevons. Leider ließ der Erhaltungszustand oft viel zu wünschen übrig, so daß Beobachtungen über die Innenstruktur mittels Längs- und Querschliffen, wo es angebracht gewesen wäre, nicht immer erfolgen konnten. Doch gestattet das Material in den meisten Fällen, wenigstens einen Schliff anzufertigen.

Sämtliche Stücke stammen von den Fundorten Wolayer Thörl, Seekopf-Thörl, oberes Valentin-Tal und Cellonkofel<sup>1)</sup>.

Von den vier Fundorten befindet sich der Plöckenpaß östlich des Cellonkofels, während die Fundorte Wolayer Thörl, Seekopf-Thörl und oberes Valentin-Tal unmittelbar nebeneinander liegen. Der Cellonkofel ist dadurch wichtig, daß die vorliegenden Korallen die einzigen organischen Reste sind, die hier überhaupt gefunden wurden. Sie zeichnen sich durch gute Struktur aus, wodurch die geringe Zahl der Exemplare gewissermaßen ausgeglichen wird. Die Struktur ist bedeutend besser als bei den weiter westlich aufgesammelten Stücken. Wesentliche Unterschiede wurden nicht beobachtet, so daß der Zusammenhang mit dem westlichen Teil des Hochgebirgskammes sicher steht. Von den vier genannten Fundorten hat sich das Wolayer Thörl bei weitem als das reichhaltigste, sowohl in bezug auf Artenreichtum wie Zahl der Exemplare, erwiesen.

Die verschiedenen Spezies treten in sehr verschiedener Häufigkeit auf. Mehrere Arten sind nur durch einzelne Exemplare vertreten, während andere, wie *Aspasmophyllum ligeriense* BARROIS, *Favosites Goldfussi* M. EDW. et HAIME und *Heliolites celloniensis* n. sp. in verhältnismäßig großer Zahl vorliegen. Unter den Tetracorallen überwiegen die Cyathophyllen und unter den Tabulaten die Favositen bei weitem, sowohl in bezug auf die Zahl der Exemplare wie auf Artenreichtum.

---

<sup>1)</sup> Ich behalte die von FRECH und dem österreichischen Generalstab gegebenen Namen bei. Es ist möglich oder wahrscheinlich, daß die abweichenden Bezeichnungen, die GEYER angewandt hat, dem Sprachgebrauch besser entsprechen, aber die österreichischen Generalstabskarten liefern eine bessere Grundlage als Nachfragen bei Jägern und Hirten. Vor allem muß aber eine Einheitlichkeit der Namengebung mit den schon erschienenen Teilen erstrebt werden.

In den Karnischen Alpen sind die Vorkommen, die in tonigem Kalk lagern, am besten erhalten, so im Valentin-Tal und am Cellonkofel. In den Kalken des Wolayer Thörl, die ganz ähnlich aussehen, herrscht eine rein kalkige Beschaffenheit wie bei Konieprus in Böhmen vor. Die Erhaltung der Struktur ist infolgedessen sehr ungünstig. Nur das große Aspasmophyllum mit seinen sehr kräftigen Septen ist stets sehr gut unterscheidbar.

Die Mannigfaltigkeit der Arten ist im großen und ganzen größer als im Konieprus. Dabei ist aber zu berücksichtigen, daß die böhmischen Vorkommen aus einem in regelmäßigem Betrieb stehenden Steinbruch stammen, während die karnischen Stücke zur Zeit der FRECHSchen Aufnahme in einem durch Unterkunftshütte noch nicht erschlossenen Hochgebirge gesammelt wurden. Es geht wohl aus alledem hervor, daß die feinen und leicht zerstörbaren Formen in den Alpen besser erhalten waren.

### Beschreibung der Arten.

#### *Zoantharia.*

#### *Tetracoralla.*

#### *Inexpleta.*

#### *Cyathaxonidae.*

#### *Petraia* MÜNSTER.

#### *Petraia confinensis* n. sp.

Diese Art ist die kleinste und zierlichste aller der in den unterdevonischen Schichten der Karnischen Alpen vorkommenden Korallenexemplare.

Die Koralle ist einfach und frei. Die Theca ist deutlich entwickelt, Thecalgebilde konnten aber nicht beobachtet werden. Der Kelch selbst ist anscheinend sehr tief. Der größte Durchmesser beträgt 8 mm. Da alle vorliegenden, angeschliffenen Korallen unvollkommen sind, obwohl sie sich gewissermaßen gegenseitig ergänzen, wurde eine größere Länge als 1 cm nicht beobachtet.

Die undeutlich fiederstellig angeordneten Septen sind wohlentwickelt, ungefähr 22 an der Zahl und gleichmäßig lang. Ausnahmsweise ist eine symmetrische Anordnung der Septen erkennbar, erstens dadurch, daß zu beiden Seiten des Hauptseptums ein kleines Septum auftritt, zweitens dadurch, daß die Septen in den zwei Gegenquadranten zu beiden Seiten des Gegenseptums bündelförmig in der Mitte miteinander verwachsen sind. Eine Columelle fehlt.

Ähnlich wie KUNTH<sup>1)</sup> es bei *Petraia radiata* MÜNSTER und KAYSER<sup>2)</sup> bei *Petraia undulata* A. RÖMER beobachtet haben, treten bei der karnischen Art zwischen den Seitenflächen der Septen im Längsschnitt sehr kurze, sich nur wenig erhebende Querleisten auf, die eine Art Kerbung der Septen bedingen. Die angeschliffene Fläche der abgebildeten Koralle schneidet diese ziemlich tief, nämlich in der Nähe der Kelchspitze, so daß die Septen fast bis zur Mitte reichen.

Die Art unterscheidet sich von den anderen bekannten Formen durch den geringen Durchmesser und die dadurch bedingte kleine Septenzahl, vor allem aber durch die oben beschriebene Anordnung der Septen, die von der der anderen bekannten Arten der Gattung gänzlich abweicht.

Die Inexpleta, welche überhaupt nicht zahlreich auftreten, sind im Unterdevon besonders dürftig entwickelt. Es handelt sich nur um die folgenden Arten:

*Petraia undulata* A. ROEMER<sup>3)</sup> (Harz)

„ *similans* POČTA<sup>4)</sup> (Böhmen)

„ *betula* POČTA<sup>5)</sup> (Böhmen G1)

*Microcyclus simplex* SANDBERGER<sup>6)</sup>

— *Hadrophyllum conicum* BARROIS<sup>7)</sup> (Asturien, Zone de Ferrônes)

*Palaeocyclus ellipticus* SANDBERGER<sup>8)</sup>

*Combophyllum germanicum* FRECH<sup>9)</sup>

„ *Leonense* M. EDW. et HAIME (BARROIS<sup>10)</sup>, Asturien, Zone d'Arnao)

— *Combophyllum Osismorum* M. EDW. et HAIME<sup>11)</sup> (Brest)

„ *obtusum* SANDBERGER<sup>12)</sup>.

Vorkommen: Eine kleine Platte mit mehreren, angeschliffenen Korallenbruchstücken aus dem schwarzen Kalke des Unterdevons des Cellonkofels, Plöckenpass.

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 1870, 22, S. 37.

<sup>2)</sup> Die älteste Fauna des Harzes. Abhandl. zur Spezialkarte von Preußen usw., 2, Heft 4, 1878, S. 232, Taf. 33, Fig. 3.

<sup>3)</sup> *Strephodes undulatum*, Beitr. zur Kenntnis des Harzgebirges III, S. 2, Taf. 1, Fig. 3, 1855.

<sup>4)</sup> a. a. O. Silur-Système S. 208, Taf. 113.

<sup>5)</sup> a. a. O. S. 204, Taf. 68, 112.

<sup>6)</sup> Über die Entwicklung d. unt. Abteilung d. devonischen Systems in Nassau, 1889, S. 101, Taf. 2, Fig. 2, 2a.

<sup>7)</sup> a. a. O. Terrains Anciens S. 194 Taf. 7, Fig. 1.

<sup>8)</sup> a. a. O. S. 102 Taf. 2, Fig. 3, 3a.

<sup>9)</sup> Geologie der Umgebung von Haiger. Abhandl. z. geol. Spez.-Karte v. Preußen 8, Heft 4, S. 35, Taf. 3, Fig. 6.

<sup>10)</sup> a. a. O. S. 195.

<sup>11)</sup> Polyp. foss. S. 359, Taf. 2, Fig. 2.

<sup>12)</sup> a. a. O. S. 101, Taf. 2, Fig. 1.



*Expleta.**Zaphrentidae.**Amplexus* Sow.

*Amplexus* sp. indet. ex. aff. *irregularis* KAYSER.

Die Koralle ist einfach und cylindrisch. Bei einem größten Durchmesser, der zwischen 15 und 23 mm schwankt, erreicht die Koralle bei abgebrochenen Stücken eine Länge von etwa 23 mm.

Ein Querschnitt zeigt die rudimentären, äußerst kurzen Septen, deren Zahl zwischen 56 und 80 schwankt. Bei einem Exemplar alternieren die Septen ziemlich deutlich; die der zweiten Ordnung sind äußerst kurz, manchmal sogar kaum zu erkennen. Bei anderen Exemplaren aber sind alle Septen gleich lang und auf Septalfurchen der Theca festzustellen. Septalleisten fehlen gänzlich. Die Außenwand ist mit den, den Septen entsprechenden Linien sehr deutlich längsgestreift, deren regelmäßige Abstände etwa 1 mm betragen. Sie laufen gerade und vertikal, werden aber von Querleisten nicht gekreuzt.

In äußerer Gestalt und Hauptmerkmalen ähneln diese Stücke dem *Amplexus irregularis* KAYSER<sup>1)</sup>. Doch läßt der Erhaltungszustand gar nichts Definitives über ihre Zusammengehörigkeit aussagen.

Vorkommen: Unterdevon des Seekopf Thörl.

*Amplexus Frechi* n. sp.

Der Durchmesser der mir vorliegenden Bruchstücke beträgt etwa 10—15 mm, die größte Länge etwa 3,5 cm. Die Korallen sind cylindrisch mit längsgestreifter Außenwand. Die Theca ist ziemlich kräftig und folglich erscheinen die Längsstreifen erst bei begonnener Verwitterung.

Auf einem kreisrunden Querschliff erkennt man die kurzen Septen, deren Länge etwas über die Hälfte des Kelchradius beträgt und für *Amplexus* also relativ lang ist.

Das Endothecalgebilde besteht ausschließlich aus Böden, die den ganzen Innenraum von Wand zu Wand durchsetzen. Sie sind verschieden gestaltet, meistens flach, seltener nach unten konvex. Auch kommen kleine, accessorische Lamellen vor. Die Böden sind im Längsschliff in der Mitte horizontal, an den Rändern meist etwas aufwärts gebogen. Auf diese pflegen in geringem Abstand ein oder zwei kleine accessorische Böden zu folgen, die sich mit unregelmäßig flach oder nach oben ge-

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 1872, 24, S. 691, Taf. 27, Fig. 7.

kurvten Bogen von der Wand her auf den ersteren legen, so daß sie die langen Böden meist etwa in der Mitte berühren. In einem großen Abstand von etwa 3—4 mm folgen über diesen unregelmäßige, neue Böden, an denen sich abermals unregelmäßige, gebogene, accessorische anlegen.

Die Septen lösen sich im excentrischen Tangentialschliff in sehr deutlich entwickelte Septaldornen auf, die ebenso wie der Querschliff eine zweiteilige Anordnung der Septen erkennen lassen.

Die Stücke sind mit *Amplexus hercynicus* A. ROEMER<sup>1)</sup> am nächsten verwandt, besitzen aber bedeutend längere Septen.

Vorkommen: Aus dem Unterdevon von Wolayer Thörl und Cellonkofel.

### *Aspasmophyllum* F. ROEMER.

Syn. *Pselophyllum* BARRANDE. *Mucophyllum* ETHERIDGE<sup>2)</sup>.

Die Hauptmerkmale der Gattung *Aspasmophyllum* wurden bereits von F. ROEMER<sup>3)</sup> bei der auf Crinoiden aufgewachsenen, mitteldevonischen Art *Aspasmophyllum philocrinum* beobachtet. Später wurde die Gattung von FRECH<sup>4)</sup> auf Grund von Untersuchungen über neues Material näher definiert und ihre nahe Verwandtschaft mit *Zaphrentis* nachgewiesen. Von *Zaphrentis* unterscheidet sich die Gattung dadurch, daß die Septen sich niemals in der Mitte vereinigen, von *Amplexus* dagegen durch größere Länge und Ausdehnung der Septen, von beiden Gattungen dadurch, daß in den echten Septen Septaldornen vollkommen verschwinden. Die Gattung erreicht ihre Hauptentwicklung und Verbreitung im Unterdevon (Westfrankreich, Böhmen, Karnische Alpen und Neu-Südwaes). Das mitteldevonische *Aspasmophyllum philocrinum* ist als ein verkümmerter Ausläufer anzusehen.

### *Aspasmophyllum ligeriense* BARROIS.

1889 *Zaphrentis ligeriensis* BARROIS, Fauna d'Erbray, S. 52, Tafel 3, Fig. 1.

1894 *Aspasmophyllum bohemicum* FRECH, Karnische Alpen S. 255.

1902 *Pselophyllum bohemicum* BARRANDE, Système Silurien du Centre de la Bohême. Bd. VIII, Teil II, S. 82, Tafel 29—34, 103, 109.

<sup>1)</sup> *Amplexus hercynicus* var. *aculeatus* A. ROEMER, Harz, III, S. 133, Taf. 19, Fig. 12.

<sup>2)</sup> a. a. O. S. 11, Taf. 34.

<sup>3)</sup> Verhandl. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur S. 184; ausführlicher in Lethaea palaeoz. S. 376.

<sup>4)</sup> Cyathophylliden und Zaphrentiden des rheinischen Mitteldevons S. 102.

Die vorliegende Art ist die größte der Einzelkorallen des Unterdevon. Die Größenverhältnisse der einzelnen Kelche sind sehr verschieden, der Durchmesser beträgt 1,7 cm bis 8,5 cm.

Die Koralle ist einfach und subcylindrisch. Die scheinbar dünne Theca ist bei fast sämtlichen Exemplaren durch Verwitterung entfernt. Die Thecalstreifen verlaufen vertikal und parallel und besitzen im oberen Teil der Koralle eine Breite von ca. 2 mm; nach unten verschmälern sie sich unmerklich.

Der Innenraum ist mit parallel gestellten, kräftigen, ursprünglich gedrängten Böden erfüllt; die letzteren sind meistens nicht gut erhalten, sondern durch den grobkristallisierten Kalkspat zerbrochen. Der Abstand der einzelnen Böden beträgt etwa 1 mm. Der Kelch selbst ist nur bei einem Exemplar erhalten, er ist ziemlich tief und besitzt, der Gestalt der horizontalen Böden entsprechend, einen flachen Boden und steil abfallende Wände. Auf dem Kelchrande erscheinen die Septen als breite, gerundete, durch schmale Furchen getrennte Leisten. Die Septen,  $28 + 28$  bis  $38 + 38$  an der Zahl, sind sehr dick — etwa 2 mm —, auf das äußere  $\frac{1}{3}$  bis  $\frac{2}{3}$  des Innern beschränkt. Sie enden stumpf und der centrale Teil der Koralle ist lediglich von den Böden eingenommen. Die Septen alternieren, doch ist ihr Längenunterschied sehr unbedeutend. Sie zeigen an einem einzigen Schliff, der die gute Erhaltung erkennen läßt, eine fächerförmige Anordnung ihrer inneren Elemente; die Seitenflächen aber sind völlig glatt.

*Aspasmophyllum ligeriense* wurde zuerst von BARROIS als *Zaphrentis* beschrieben, ohne daß er die Beziehungen zu der äußerlich abweichenden, innerlich aber übereinstimmenden, mitteldevonischen Art gefunden hätte. Auf die Zusammengehörigkeit beider wies FRECH<sup>1)</sup> in einer Notiz hin. Die Selbständigkeit des Gattungstypus wurde auch von POČTA erkannt, der diese zwischen *Amplexus* und *Zaphrentis* stehende Gattung als *Pselophyllum* in dem posthumen Werk BARRANDES abgebildet hat.

*Pselophyllum bohemicum*, von welchem einige Stücke aus dem Unterdevon von Böhmen zum Vergleich vorliegen, stimmt mit den karnischen Stücken gut überein. Der Unterschied zwischen *Aspasmophyllum philocrinum* und *Pselophyllum* bzw. *Aspasmophyllum ligeriense* besteht lediglich darin, daß *Aspasmophyllum philocrinum* eine niedrige und daher mit wenigen Böden versehene Art, *Aspasmophyllum ligeriense* dagegen eine subcylindrische

<sup>1)</sup> Karnische Alpen S. 255.

Form und infolgedessen mit zahlreichen Böden versehen ist. Dieser Wachstumsunterschied genügt nicht zur Begründung einer selbständigen Gattung, umsomehr, als die Identität von *Pselophyllum bohemicum* und *Aspasmophyllum ligeriense* keinem Zweifel unterliegt. Auch *Mucophyllum* ETHERIDGE aus dem australischen Devon ist ident mit dieser Gattung.

*Coelophyllum eurycalyx* WEISSERMEL<sup>1)</sup> aus dem Silurgeschiebe Ostpreußens zeigt eine auffallende Ähnlichkeit mit der beschriebenen Art, unterscheidet sich aber durch die bedeutend schwächere Entwicklung der Septen. Danach dürfte vielleicht *Coelophyllum eurycalyx* als Vorläufer von *Aspasmophyllum* angesehen werden.

Vorkommen: Aus dem weißen und dem schwarzen Kalk des Unterdevon von Wolayer Thörl. Die Art kommt auch in der F2-Zone von Böhmen und der gleichaltrigen Blanc Calcaire d'Erbray vor. Untersucht wurden 26 Stücke aus den Karnischen Alpen und 4 aus Böhmen.

*Zaphrentis* RAFINESQUE et CLIFFORD.

Syn. *Caninia* MICHELIN.

*Zaphrentis alpina* n. sp.

Längste Achse der Ellipse . .	35 mm	25 mm
Kürzeste Achse der Ellipse . .	24 mm	20 mm.

Die Höhe der zwei mir vorliegenden, unvollkommenen Exemplare beträgt in beiden Fällen, nach Anfertigung eines Querschnittes, ca. 20 mm.

Da die Stücke elliptisch sind, macht sich eine Symmetrie bemerkbar, indem unter den beiden Septen, die den größten Durchmesser bilden, das Hauptseptum länger und das Gegenseptum kürzer als die übrigen Septen sind. Die anderen Septen nehmen der Reihe nach von dem kleinsten bis zum größten Septum allmählich an Größe zu, eine Anordnung, die auch bei *Menophyllum tenuimarginatum* M. EDW. et HAIME<sup>2)</sup> recht klar zum Ausdruck gelangt. Folglich reichen die Septen in einer Kelchhälfte fast bis zur Mitte, in der anderen sind sie nur sehr kurz entwickelt, von  $\frac{1}{3}$  zu  $\frac{1}{4}$  des Kelchradius an Länge.

In der Hälfte, wo die längeren Septen vorkommen, sind wohlentwickelte Querleisten zwischen ihnen deutlich sichtbar. In der anderen Hälfte fehlen sie gänzlich. Bei einem Exemplar verlaufen die Septen gerade, bei dem zweiten aber sind sie regelmäßig nach rechts gebogen und erinnern sehr an *Strepte-*

<sup>1)</sup> a. a. O. S. 635, Taf. 50, Fig. 8–9; Taf. 51, Fig. 1.

<sup>2)</sup> Polyp. foss. S. 348, Taf. 3, Fig. 1, 1a.

*lasma*. Daß es sich bei diesem Exemplar um *Zaphrentis* und nicht *Streptelasma* handelt, wurde durch eine angeschliffene Fläche weiter unten bewiesen, wo die Septen keine Spur von Drehung zeigten.

Sehr charakteristisch ist die äußerst dicke Theca, die sich im Querschliff als ein ausgeprägter Rand bemerkbar macht. Hier sind die Septen fast vollständig obliteriert und nur mit Mühe zu sehen. Doch eine genaue Untersuchung ergibt das Vorhandensein der dünnen Septen erster und zweiter Ordnung, von denen die letzteren nur sehr wenig in das Kelchinnere hineinragen. Ihre Zahl beträgt bei dem größten Stück 38 + 38, bei dem kleineren 34 + 34.

Ein Längsschliff zeigt die wohlentwickelten, äußerst dichtgedrängten Böden, die den ganzen Raum von Wand zu Wand durchkreuzen. Sie sind durch den krystallisierten Kalkspat zerbrochen oder sehr unregelmäßig gebogen. Blasen fehlen gänzlich.

Von *Cyathophyllum* unterscheiden sich die beschriebenen Stücke dadurch, daß peripherische Blasen vollkommen fehlen, von *Amplexus* dagegen durch größere Länge der Septen erster Ordnung. Durch beide Merkmale erweisen sie ihre Zusammengehörigkeit zu der Gattung *Zaphrentis*.

Diese Art läßt sich wegen der Anordnung der Septen und der äußerst dicken Theca mit anderen Arten des Devon und Silur nicht verwechseln.

Vorkommen: 2 Stücke aus dem Unterdevon des Cellonkofel-Plöckenpaß.

*Columnaria* DYBOWSKI.

Syn. *Cyathophylloides* DYBOWSKI.

*Columnaria symbiotica* n. sp.

Der Stock ist aus dicht zusammenstehenden, cylindrischen, subparallelen Kelchen zusammengesetzt, die je einen Durchmesser von ca. 1 mm besitzen.

Im Querschliff sind die kreisförmigen Kelche von sehr dünnen Wänden umgrenzt, von denen die an mancher Stelle sehr deutlich erkennbaren Septen ausgehen. Die letzteren sind ca. 24 an der Zahl und erreichen den Mittelpunkt. Septen zweiter Ordnung wurden nicht beobachtet. Die Sprossungsvorgänge sind in diesem Schliff besonders gut zu erkennen. Die durch calycinale Sprossung entstehenden zwei Kelche sind erstens von einer eigenen, zweitens von einer den beiden gemeinsamen Wand umgrenzt, so daß die beiden Wände an mancher Stelle sehr deutlich erkennbar sind. Abgesehen von dem Fehlen einer dicken Theca ist ein Querschliff dieser Art von dem des *Cyathophyllum syringoporoides* n. sp. kaum zu unterscheiden.

Erst im Längsschliff sind die beiden Arten leicht zu trennen. Während perlschnurartige Blasen in der peripherischen Zone bei *Cyathophyllum syringoporoides* auftreten, fehlen Blasen in den vier vorliegenden Schliffen von *Columnaria symbiotica* gänzlich. Infolgedessen verlaufen die gedrängt stehenden Böden von Wand zu Wand. Sie sind im allgemeinen horizontal oder bisweilen leicht nach unten konvex, niemals aber in den für *Syringopora* charakteristischen Trichtern eingesenkt, mit der die Stücke sehr leicht verwechselt werden könnten. Die Wand scheint durch eine dichte, schmale Stereoplasmazone innerlich verdickt zu sein.

Die Art ist äußerlich einer *Syringopora*-Art sehr ähnlich, unterscheidet sich aber im inneren Bau durch das vollständige Fehlen der Querröhren und der trichterförmigen Böden.

Von der anderen, devonischen Art der Gattung *Columnaria* (*Columnaria rhenana* FRECH<sup>1)</sup>), von der ein Exemplar zum Vergleich vorliegt und die im oberen Stringocephalenkalk vorkommt, unterscheidet sich die in Rede stehende Art durch bedeutend geringere Größe — 1 mm statt 10 mm — und schwächere Entwicklung oder gänzlichliches Fehlen der Septen zweiter Ordnung. Durch den geringen Durchmesser dürfte sich das Fehlen der Septen zweiter Ordnung leicht erklären.

Von *Columnaria fascicula* KUTORGA<sup>2)</sup> aus dem baltischen Untersilur, von dem ebenfalls mehrere Exemplare zum Vergleich vorliegen, unterscheidet sich die beschriebene Art durch geringere Größe, horizontale Form der Böden und Fehlen der an *Eridophyllum* erinnernden, seitlichen Fortsätze.

Wenn das Vorkommen der unterdevonischen Art die auffällige Lücke zwischen den Formen des Mitteldevons und Untersilurs überbrückt, so bildet die Art keineswegs einen Übergang zwischen diesen Formen, vielmehr steht *Columnaria fasciculus* der *Columnaria rhenana* verhältnismäßig sehr nahe, während *Columnaria symbiotica* eine etwas isolierte Stellung einnimmt. Diese Isolierung beruht möglicherweise und wahrscheinlich darauf, daß die kleinen *Columnaria*-Arten früher für *Syringopora* gehalten wurden. Das gleiche gilt sehr wahrscheinlich auch für die kleinen *Cyathophyllum*-Arten, wie der Speciesname der neuen, karnischen Art *Cyathophyllum syringoporoides* anzeigt.

Vorkommen: Mehrere Stücke aus dem Unterdevon des Wolayer Thörl.

<sup>1)</sup> Cyathophylliden und Zaphrentiden S. 93, Taf. 3 (15), Fig. 19 und 19a.

<sup>2)</sup> Dritter Beitrag zur Geologie Rußlands S. 41, Taf. 8, Fig. 6; Taf. 9, Fig. 4. Vgl. F. ROEMER, Lethaea palaeozoica S. 340, Fig. 67.

*Cyathophyllidae.**Cyathophyllum* GOLDFUSS.

Synonymie: Vgl. FRECH, *Cyathophylliden und Zaphrentiden des deutschen Mitteldevons* S. 53.

Unter Berücksichtigung der von FRECH<sup>1)</sup> für die mitteldevonischen *Cyathophylliden* aufgestellten Gruppen verteilen sich die beschriebenen, karnischen Species folgendermaßen:

1. Gruppe des *Cyathophyllum helianthoides* GOLDFUSS.

*Cyathophyllum helianthoides* GOLDFUSS.

2. Gruppe des *Cyathophyllum heterophyllum* M. EDW. et H.

— *Cyathophyllum vermiculare* GOLDFUSS mut. n. *carnicum*.

— " cf. *heterophyllum* M. EDW. et H.

— " cf. *hallioides* FRECH.

— " sp.

— " *volaicum* n. sp.

3. Gruppe des *Cyathophyllum ceratites* GOLDFUSS.

— *Cyathophyllum dianthus* GOLDFUSS

— " *alpinum* n. sp.

— " n. sp. ex. aff. *dianthus* GOLDFUSS.

4. Gruppe des *Cyathophyllum caespitosum* GOLDFUSS.

*Cyathophyllum syringoporoides* n. sp.

5. Gruppe des *Cyathophyllum decorticatum* BILLINGS.

*Cyathophyllum macrocystis* FRECH.

6. Gruppe des *Cyathophyllum helianthoides* GOLDFUSS.

*Cyathophyllum helianthoides* GOLDFUSS.

1826 *Cyathophyllum helianthoides* GOLDFUSS (ex parte), Petr. Germ. I. S. 62, Taf. 20, Fig. 2a, b, d, e, g, h. (cet. excl.).

1850 *Cyathophyllum helianthoides* M. EDW. et HAIME (ex parte), Polyp. foss. des terr. paléoz. Taf. 8, Fig. 5 (hier die weitere Literatur).

1853 *Cyathophyllum helianthoides* M. EDW. et HAIME (ex parte), Brit. Foss. Cor. Taf. 51, Fig. 1.

1866 *Astrodiscus helianthoides* LUDWIG, Korallen aus palaeolithischen Formationen. Palaeontographica Bd. XIV, Taf. 58.

1881 *Cyathophyllum helianthoides* QUENSTEDT, Petrefaktenkunde Deutschlands Bd. VI, S. 500, Taf. 160, Fig. 20, 21, 22.

1881 *Cyathophyllum hypocrateriforme* ibid. Taf. 161, Fig. 4.

1883 *Cyathophyllum helianthoides* F. ROEMER, Lethaea palaeozoica S. 336, Taf. 26, Fig. 5.

1883 *Cyathophyllum ? helianthoides (Actinocystis ?)* E. SCHULZ, Die Eifelkalkmulde von Hillesheim (Jahrb. d. kgl. preuß. Landesanstalt für 1882 S. 82).

1886 *Cyathophyllum helianthoides* FRECH, Die *Cyathophylliden* und *Zaphrentiden*. S. 54, Taf. 4 (16), Fig. 5, 6, 7; Taf. 7 (19), Fig. 13, 13a.

<sup>1)</sup> Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. Diese Zeitschrift 37, 1885, S. 26.

Die Koralle ist einfach. Im Querschliff sind die verhältnismäßig breiten Septen nahe dem Rande in ziemlich regelloser Weise hin und her gebogen, so daß sie stellenweise nur durch ihre milchige Farbe von dem angrenzenden, ebenfalls unregelmäßig angeordneten Blasengewebe zu unterscheiden sind. Im Inneren des Schliffes aber verlaufen die Septen regelmäßig radial. Im Zentrum erreichen sie den Mittelpunkt, vereinigen sich jedoch nicht miteinander. Zwischen den Septen erscheinen auf dem ganzen Querschliff die zahlreichen Blasen. Die Gestalt der peripherischen Interseptalblasen ist äußerst unregelmäßig, die der im Zentrum befindlichen bedeutend regelmäßiger. An einigen Stellen verschwinden die Septen innerhalb der Blasen in geringer Entfernung vom Rande. Die Septen zweiter Ordnung sind  $\frac{2}{3}$  so lang wie die Primärsepten. Die Zahl der Septen beträgt  $36 + 36$ . Ein Längsschliff konnte nicht angefertigt werden.

Mit einem sehr viel größeren Querschliff von *Cyathophyllum helianthoides* GOLDFUSS aus der oberen Calceolaschicht stimmt der karnische, der nur  $\frac{1}{4}$  des Durchmessers besitzt, in der Struktur vollkommen überein. Die geringe Größe ist der einzige Unterschied zwischen den beiden Schliffen, doch finden sich in gleich hohem Niveau der Eifel kleinere Formen. Bei der Geringfügigkeit des Größenunterschiedes und der Dürftigkeit des vorliegenden Materials dürfte von einer bestimmteren Bezeichnung abgesehen werden.

Vorkommen: Das einzige Stück ist lose gefunden und stammt aus der Umgebung des Cellonkofels.

Ein großes, vorliegendes Stück von *Cyathophyllum helianthoides*, das von einem *Alveolites* sp. umwachsen ist, stammt offenbar von der Spitze des Collinkofels, wo bekanntlich mitteldevonische Korallen gesammelt worden sind, da es sich zweifellos um eine mitteldevonische Form handelt.

#### Gruppe des *Cyathophyllum heterophyllum* M. EDW. et HAIME.

*Cyathophyllum vermiculare* GOLDF. mut. n. *carnicum*.

Der Durchmesser beträgt etwa 20 mm und die Höhe des noch erhaltenen Teiles ca. 25 mm.

Die Koralle ist cylindrisch gestaltet und dürfte wahrscheinlich eine ziemlich bedeutende Länge erreicht haben. Die Stücke sind von einer ziemlich dicken Theca bekleidet, die mit vertikalen, den Septen entsprechenden Streifen bedeckt ist. Diese sind den Septen erster und zweiter Ordnung entsprechend, alternierend stark und schwach entwickelt. Anwachsstreifen sind undeutlich.



Ein Querschiff stellt ein unregelmäßiges Netzwerk von zickzackförmig verlaufenden Septen und geradlinigen, den Durchschnitten der Blasen entsprechenden Leisten dar. Die Septen reichen bis zum Zentrum oder hören nur in der Nähe desselben auf. Ihre Zahl beträgt etwa 52.

Die auf den Längsstreifen der Theca erkennbare Teilung der Septen in zwei Ordnungen ist im Querschnitt nicht zu unterscheiden.

Die Endothecalgebilde gliedern sich im Längsschliff in Blasen, Böden und eine schwach entwickelte Zwischenzone. Die ausgedehnteste ist die äußere Blasenzone, deren Ausdehnung etwa die Hälfte oder  $\frac{2}{3}$  der ganzen Breite des Schliffes beträgt. Sie besteht aus mehreren Reihen wohlentwickelter, nach innen konvexer Blasen, die alternierend ineinander geschoben und zu regelmäßigen, nebeneinander stehenden Reihen ausgebildet sind. Nach innen zu folgt dann eine schmale Zwischenzone, die aus einer Reihe schräg nach innen verlaufender Blasen besteht. Hier sind die Blasen ziemlich stark ausgezogen, während sie in der äußeren Zone, besonders aber am Rande, mehr kugelig erscheinen. Die eigentliche, zentrale Bödenzone nimmt nur etwa  $\frac{1}{6}$  des Kelchdurchmessers ein. Selbst hier erscheinen die Böden mehr als langgestreckte Blasen und erinnern sehr an *Actinocystis* oder manches *Cystiphyllum*. Der Kelch selbst ist durch eine verhältnismäßig bedeutende Tiefe gekennzeichnet.

Die vorliegenden Stücke kommen in ihrer Innenstruktur der Gattung *Actinocystis* (= *Mesophyllum* SCHLÜTER) sehr nahe. Besonders aber ähnelt die Struktur des Endothecalgewebes der genannten Gattung. Doch finden sich andererseits in dem Thecalgebilde, in dem ganzen Aussehen des Kelches und den wohlentwickelten, obwohl unterbrochenen Septen Merkmale der typischen *Cyathophyllen*.

Vor allem nähert sich die beschriebene Mutation im äußeren und inneren Bau dem *Cyathophyllum vermiculare* GOLDFUSS<sup>1)</sup>, von dem sie sich aber durch das starke Auftreten der Blasen unterscheidet. Von der ebenfalls sehr nahe verwandten Form *Cyathophyllum vermiculare* GOLDF. mut. *praecursor* FRECH<sup>2)</sup> unterscheidet sie sich durch geringere Breite der zentralen Zone und geringere Dicke der Theca.

Vorkommen: 3 unvollständige, oben und unten abgebrochene Exemplare aus dem Unterdevon von Seekopf Thörl.

<sup>1)</sup> Petref. Germ., Taf. 17, Fig. 4.

<sup>2)</sup> *Cyathophylliden* u. *Zaphrentiden*, S. 63. Taf. 2, Fig. 4, 6, 7, 8, 9, 10.

*Cyathophyllum* sp.

Die Koralle ist einfach und frei und hat eine wohlentwickelte Theca. Die dicken Septen sind wohl ausgebildet, manchmal erweisen sie sich als rückgebildet. Zwischen den Septen befinden sich die zahlreichen Blasen, die bald groß, bald zusammengedrängt und klein erscheinen.

Es handelt sich nicht um ein *Cyathophyllum*, das mit den beschriebenen Arten in Beziehung gebracht werden kann. Das Vorkommen sei nur erwähnt, um den Reichtum der Korallenfauna zu zeigen.

Vorkommen: 3 Stücke aus dem Unterdevon des Valentin-Tals.

*Cyathophyllum* cf. *heterophyllum* M. EDW. et HAIME.

- 1860 *Cyathophyllum heterophyllum* MILNE EDWARDS, Hist. nat. des Cor. S. 369. (Hier die vollständigen Synonymen.)  
 1866 *Astrothyllacus giganteus* LUDWIG, Korallen aus paläolithischen Formationen. Palaeontogr. 14.  
 1873 *Cyathophyllum heterophyllum* DYBOWSKI, Zoantharia rugosa S. 19.  
 1879 *Ptychophyllum eifelense* KAYSER, diese Zeitschr. 31, S. 305, Taf. 5, Fig. 5.  
 1881 *Cyathophyllum obconicum* QUENSTEDT, Petrefaktenkunde Deutschlands. 6, S. 460, Taf. 158, Fig. 32.  
 1881 *Cyathophyllum limbatum*, ibid. S. 465, Taf. 158, Fig. 38 (cet. excl.).  
 1881 *Cyathophyllum strioleps*, ibid. S. 483, Taf. 159, Fig. 25.  
 1881 *Zaphrentis domestica* F. MAURER, S. 90. Taf. 1, Fig. 23.  
 1886 *Cyathophyllum heterophyllum* FRECH, Cyathophylliden u. Zaphrentiden S. 59, Taf. 6, Fig. 5–10.

Die Koralle ist einfach und besitzt eine subcylindrische Gestalt.

Der Querschliff ist elliptisch mit längerem Durchmesser, etwa 2 cm, und kürzeren, etwa 1 cm. Die Primärsepten haben einen sehr gekrümmten Verlauf und reichen bis zur Mitte, wo sie sich umeinander drehen. Dieses Umschlingen ist nicht auf einen Punkt beschränkt, sondern geschieht auf einer langausgestreckten Linie, welche der Symmetrielinie der Seitensepten entspricht. Die Septen zweiter Ordnung sind im allgemeinen sehr kurz und ragen nur sehr wenig in das Kelchinnere hinein, können aber eine Länge von einem halben Radius erreichen. Die Zahl der Septen beträgt 38 + 38. Sie waren ursprünglich von geringem Durchmesser, werden jedoch meist durch Ansatz von Stereoplasma verdickt. Besonders klar ist diese Verdickung im randlichen Teil des Querschliffes zu sehen. Zwischen den Septen sind zahlreiche, gerade oder nach innen zu konvexe Dissepimente sehr wohl ausgebildet.

Ein Längsschliff stellt wegen der außerordentlichen Unregelmäßigkeit der Blasen ein sehr verworrenes Bild dar. Die äußere Blasenzone ist sehr stark entwickelt und besteht aus verschiedenartig gestalteten Blasen, die im allgemeinen ihre Längsachse der Wand parallel gestellt haben. Die mittlere Zone ist noch verworrener wie die äußere und besteht aus unregelmäßig durcheinander geworfenen Dissepimenten, die kaum eine Ähnlichkeit mit Böden zeigen. Noch verworrener wird das Bild, sowohl in der äußeren wie in der inneren Zone, durch das unregelmäßige Auftreten der Septen. Die Außenzone beträgt etwa  $\frac{2}{3}$  des gesamten Kelchdurchmessers.

Mit Dünnschliffen von *Cyathophyllum heterophyllum* aus dem deutschen Mitteldevon zeigen die beschriebenen Schriffe eine so große Ähnlichkeit, daß man die karnischen Stücke wohl ohne Bedenken zu der Art stellen könnte. Diese Ähnlichkeit ist besonders auffallend in der Entwicklung der Septen, ihrer Zahl, Länge und Umschlingung im Zentrum sowie in dem verworrenen Bild des Längsschliffes.

Vorkommen: Ein einziges Stück aus dem Unterdevon von Seekopf Thörl.

*Cyathophyllum* cf. *hallioides* FRECH.

- 1884 *Lophophyllum* sp. (?) CHAMPERNOWNE, Quarterly Journal Geological Society London, **40**, S. 499, Taf. 21, Fig. 3.  
 1886 *Cyathophyllum hallioides* FRECH, Cyathophylliden u. Zaphrentiden d. deutschen Mitteldevons, S. 63, Taf. 7 (19), Fig. 6, 6a, 15.  
 1911 *Cyathophyllum hallioides* FRECH. v. RICHTHOFEN, China, Bd. V, S. 41, Taf. 6, Fig. 2a 2b<sup>1)</sup>.

Die Koralle ist einfach und cylindrisch. Der Durchmesser des Kelches beträgt etwas weniger als 2 cm, die Zahl der Septen 28 + 28.

Im Querschnitt reichen die Primärsepten fast bis zur Mitte, die Septen zweiter Ordnung hingegen sind bedeutend kürzer, etwa  $\frac{1}{2}$  so lang wie die Primärsepten. Nach der Peripherie zu nehmen die Septen gleichmäßig an Stärke zu. Zu beiden Seiten des sehr verlängerten und deutlich erkennbaren Hauptseptum ordnen sich die anderen Septen ziemlich undeutlich, fiederstellig an. Im Zentrum ist die keulenförmige Verdickung des Hauptseptums sehr deutlich ausgeprägt, wo es sich mit den Primärsepten der beiden, gegenüberliegenden Quadranten vereinigt. Die beiden Seitensepten heben sich weniger deutlich ab. In der

<sup>1)</sup> In der Tafelerklärung zu Tafel 6 Fig. 2b im FRECH'schen Werk hat sich ein Druckfehler eingefunden — statt „Oberdevon“ ist selbstverständlich „Mitteldevon“ zu lesen.

peripherischen Zone, wo die Septen beider Ordnung vertreten sind, sind Querdissepimente ziemlich zahlreich ausgebildet.

Leider konnte ein Längsschnitt nicht hergestellt werden, zumal das vorliegende Material zu diesem Zwecke nicht ausreichte.

Mit vorliegenden Originalstücken von FRECH aus dem Mitteldevon (Crinoidenschicht) der Eifel, stimmen die karnischen Stücke gut überein. Der einzige Grund, warum die Bestimmung nicht definitiver gemacht werden konnte, ist, wie gesagt, die Unmöglichkeit der Herstellung eines Längsschnittes.

Diese Koralle ist eine von den seltenen Vorkommen in dem tieferen Horizont, zumal die überwiegende Mehrzahl der beschriebenen, unterdevonischen Korallen von diesem Fundort aus dem höher gelegenen, weißen Kalk stammen.

Außer den Eifler Exemplaren wurde ein in der Ecole des Mines sich befindendes Stück aus dem Mitteldevon von Lou-nan, Süd-Yünnan, von FRECH beschrieben und abgebildet.

Vorkommen: Einige, kleine Stücke aus dem schwarzen, unterdevonischen Kalk des Wolayer Thörls.

*Cyathophyllum volaicum* nov. sp.

Die Koralle ist einfach und subcylindrisch. Der Kelch selbst ist leider bei keinem, mir vorliegenden Exemplar erhalten. Die Korallen sind in ihren Dimensionen sehr verschieden, z. B. beträgt die Größe des Kelchdurchmessers bei den kleinen Exemplaren 4 mm, bei den großen Stücken dagegen 3 cm. Ungeachtet aber der Abweichung der einzelnen Korallen an Größe voneinander läßt sich derselbe Typus leicht erkennen. In typischer Ausbildung sind die Kelche von 2—2,5 cm Durchmesser, so daß die kleineren Formen als jüngere Individuen angesehen werden müssen. Die Höhe der Koralle beträgt bei den ausgewachsenen, allerdings unvollkommenen Individuen etwa 3 cm. Die Stücke nehmen sehr schnell an Kelchdurchmesser zu; so hat beispielsweise ein Exemplar 3 cm von der unteren Spitze entfernt einen Durchmesser von 2,3 cm schon erreicht.

Die Theca ist dünn. Die wohlentwickelten, radiär angeordneten Septen alternieren deutlich. Die Primärsepten reichen fast oder ganz bis zur Mitte, ohne sich aber zu berühren. Bei einem Querschliff bestehen die Primärsepten in ihrem, dem Zentrum zunächst gelegenen Teil aus Reihen getrennter Dornen. Die Sekundärsepten sind etwa  $\frac{1}{2}$  so lang wie die Primärsepten. Die Zahl der Septen ist selbstverständlich bei verschiedenen Kelchen je nach der Größe des Kelchdurchmessers sehr verschieden und schwankt zwischen 12 + 12 bei den jüngeren und

36 + 36 bei den ausgewachsenen Formen. Vom Zentrum aus gegen die Außenwand werden die Septen beider Ordnungen, besonders aber die erster Ordnung immer dicker, so daß, wenn sie in der Mitte sehr zart und fein sind, sie nach außen eine Dicke von fast 0,5 mm erreichen. Infolge dieser Verdickung scheint im Querschnitt die innere Zone des Kelches von einem weißen Ring umgeben zu sein, in welchem die konstituierenden Septen nur mit Mühe zu erkennen sind. Nur bei den jüngeren Formen kommt dieser Ring nicht vor, da die Septen sehr dünn und voneinander durch einen verhältnismäßig großen Zwischenraum getrennt sind. Zwischen den benachbarten Septen finden sich äußerst feine Querleisten.

Das Endothecalgebilde besteht aus einer Blasenzone, die fast die ganze Breite des Kelchdurchmessers einnimmt, während die zentralen Böden auf  $\frac{1}{6}$  derselben beschränkt sind. Die letzteren stehen in den Interseptalräumen nicht auf gleicher Höhe und können daher als „Böden“ kaum betrachtet werden. Sie werden von den, den Durchschnitten der Septen entsprechenden, vertikalen Linien quer durchkreuzt. Dieser Endothecalstruktur nach zu schließen, dürfte der Kelch, der nicht mehr vorhanden ist, die Gestalt eines tiefen Trichters mit kurzen, flachen Böden und steil abfallenden Wänden besessen haben.

Die beschriebenen Stücke sind mit *Cyathophyllum vermiculare* GOLDF.<sup>1)</sup> am nächsten verwandt. Von dieser Art unterscheidet sich die karnische aber, wie zahlreiche, vorliegende Exemplare und Schiffe aus dem deutschen Mitteldevon zeigen, durch die dünne Theca, die besonders haarfeine Beschaffenheit der Querdissepimente im Querschnitt und die durch Ansatz von Stereoplasma verursachte, starke Verdickung der Septen in der peripherischen Zone.

Vorkommen: Oberes Unterdevon; vom Valentin-Tal zwischen den Tälern auf der rechten Seite und aus den Schichten unter dem unteren Ton desselben Tales. Ferner aus dem weißen Kalk des Wolayer Thörls.

#### Gruppe des *Cyathophyllum dianthus* GOLDFUSS.

##### *Cyathophyllum dianthus* GOLDF.

- 1826 *Cyathophyllum dianthus* GOLDF., Petr. Germ. S. 34, Taf. 16, Fig. 1b, c, d.  
 1851 *Cyathophyllum Steiningeri* M. EDW. et HAIME, Polyp. foss. des terr. paléoz. S. 378 (non *Cyathophyllum dianthus* a. a. O. S. 381).  
 1851 *Cyathophyllum Roemeri* M. EDW. et HAIME a. a. O. Taf. 8, Fig. 3.

<sup>1)</sup> Petr. Germ. Taf. 17, Fig. 4.

- 1866 *Astrocyathus nutricius* LUDWIG, Korallen aus palaeolithischen Formationen. *Palaeontographica* **14**, Taf. 52, Fig. 4.  
 1866 *Taeniodendrolopas rugosa* id. ibidem, Taf. 63, Fig. 2.  
 1881 *Cyathophyllum dianthus* QUENSTEDT, Petrefaktenkunde Deutschlands Taf. 159, Fig. 2, 3; S. 470, Taf. 162, Fig. 11 u. 12.  
 1883 *Heliophyllum iuvenc?* E. SCHULZ, Eifelkalkmulde von Hillesheim S. 31.  
 1886 *Cyathophyllum dianthus* FRECH, Cyathophylliden und Zaphrentiden S. 68, Taf. 1 (13), Fig. 1—6.

Die Koralle ist cylindrisch und einfach. Der Durchmesser schwankt zwischen 0,9 cm und 1,5 cm. Die Theca ist dünn, Thecalgebilde konnten aber nicht beobachtet werden, da die Stücke vom Muttergestein umhüllt sind. Die Septen sind wohlentwickelt, dick, alternierend und ziemlich gerade. Die Primärsepten reichen fast oder ganz bis zur Mitte, ohne sich aber zu berühren. In der peripherischen Zone sind sie sehr dick, um in der Mitte des Kelches fast haarfein zu werden. Diese Zuspitzung geschieht sehr plötzlich, so daß der peripherische Teil der Septen dick, der centrale aber sehr dünn ist. Die Zahl der Septen schwankt zwischen 23 + 23 und 34 + 34. Zwischen den Septen sind Querleisten wohl entwickelt, aber meistens auf den Teil des Querschliffes beschränkt, wo Septen beider Ordnungen vorhanden sind.

Die Böden sind sehr dicht gedrängt und nehmen über die Hälfte des Kelchdurchmessers ein.

Von den vorliegenden Schliffen aus der Crinoidenschicht der Eifel lassen sich die karnischen gar nicht unterscheiden.

Vorkommen: 1 Stück aus dem Unterdevon des Valentin-Tal und 1 Stück von Wolayer Thörl.

*Cyathophyllum alpinum* n. sp.

Der Durchmesser der kreisförmigen Kelche schwankt zwischen 13 und 20 mm, der der elliptischen Kelche zwischen 18 und 35 mm. Die Höhe beträgt nach Anfertigung eines Querschnittes bei keinem Stück mehr als 1,5 cm.

Die Septen sind sehr deutlich in zwei Ordnungen geteilt und sind ca. 1 mm oder mehr voneinander entfernt; ihre Zahl schwankt bei den ausgewachsenen Formen zwischen 34 + 34 und 38 + 38, bei den kleineren Formen sind die Primärsepten fast ebenso zahlreich, die Septen zweiter Ordnung aber gar nicht erkennbar. Sämtliche Septen sind bis auf den äußersten Teil des Kelches beschränkt. Die Septen zweiter Ordnung sind äußerst kurz, etwa halb so lang wie die Primärsepten. Bei den größeren Exemplaren werden die Primärsepten in ziemlicher Ausdehnung und in wechselnder Mächtigkeit von Stereoplasma

umlagert. Dadurch verdicken sich die Primärsepten in den randlichen Teilen so stark, daß sie breiter erscheinen als die Interseptalräume. Doch ist die Verdickung nicht so weit vorgeschritten, daß die Septen beider Ordnungen miteinander verschmelzen.

Ein Querschliff zeigt folgendes Bild: Die ziemlich dicht gedrängten Böden sind unregelmäßig und durch den auskrystallisierten Kalkspat an manchen Stellen zerbrochen. Sie sind durch Abstände von 0,5 mm voneinander entfernt. Die peripherische Zone ist von Blasen erfüllt, die aber nicht immer zum Vorschein kommen, da die dicken Septen von dem Schliff zuweilen gerade getroffen werden, wenn die äußere Zone keine Struktur erkennen läßt.

Die neue Art unterscheidet sich von *Cyathophyllum dianthus* GOLDFUSS<sup>1)</sup>, mit dem sie am nächsten verwandt ist, durch die größere Entfernung der Septen voneinander und die geringere Länge der Septen zweiter Ordnung. Ferner ist sie durch die starke Stereoplasmaverdickung der Septen, ihre radiäre Anordnung und die vollkommene Ausbildung der Böden sehr leicht von der genannten Art zu unterscheiden.

Vorkommen: Mehrere Stücke aus dem Unterdevon von Wolayer Thörl, oberem Valentin-Tal und Cellaunkofel.

*Cyathophyllum* n. sp. ex aff. *dianthus* GOLDFUSS.

Die Länge des einzigen, vorliegenden Exemplares beträgt 2,5 cm, der Durchmesser 1,2 cm. Das Stück ist subcylindrisch, zeigt aber die charakteristische, regelmäßige, hornförmige Biegung.

Die alternierenden Septen sind im Querschliff radiär angeordnet. Die Septen zweiter Ordnung sind wesentlich kürzer als die Primärsepten. Sämtliche Septen sind jedoch auf den dem Rand zunächstgelegenen Teil des Schliffes beschränkt.

Im Längsschliff ist die etwa  $\frac{1}{3}$  des gesamten Durchmessers betragende, peripherische Zone von Blasen erfüllt, die in zwei oder drei der Wand parallel gestellten Reihen angeordnet sind. Der innere Teil des Schliffes ist von krystallisiertem Kalkspat erfüllt, in welchem sowohl Septen wie Böden verschwunden sind. Es hat den Anschein, als ob diese schmale, periphere Blasenzone dieser Umkrystallisierung Widerstand geleistet hätte. Die Richtigkeit dieser Annahme vorausgesetzt, handelt es sich um eine neue Form aus der Verwandtschaft von *Cya-*

<sup>1)</sup> Petref. Germ. Bd. I, S. 34, Taf. 16, Fig. 1b, c, d.

*thophyllum dianthus* oder *ceratites*, die übrigens sehr nahe miteinander verwandt sind.

Infolge des Verschwindens der Böden und des inneren Teiles der Septen ist das Stück nicht näher bestimmbar. Die genauere Bestimmung muß bis zur Auffindung besseren Materials vertagt werden, immerhin geben solche Reste von der Mannigfaltigkeit der unterdevonischen Korallenfauna Kunde.

Vorkommen: Ein Stück aus dem Unterdevon des Wolayer Thörls.

### Gruppe des *Cyathophyllum caespitosum* GOLDFUSS.

#### *Cyathophyllum syringoporoides* n. sp.

Der zusammengesetzte Stock besteht aus langgestreckten, cylindrischen Individuen, deren Durchmesser äußerst klein ist — etwa 1 mm —, so daß der ganze Stock für eine *Syringopora* gehalten werden könnte. Die Theca ist im Verhältnis zum geringen Durchmesser der Zellen ziemlich kräftig. Thecalstreifen lassen sich nicht erkennen. Anwachsstreifen sind jedoch äußerst stark ausgebildet, die als zahlreiche Ringe die Zellen in verschiedenen Höhen umgeben. Die Vorgänge der Knospung wurden nicht beobachtet.

Im Querschliff unterscheidet man einen schmalen, peripherischen Ring, welcher der Blasenzone, und einen breiten, inneren, welcher der Bodenzone entspricht. Bei günstiger Erhaltung sind etwa 12 Septen zu unterscheiden, deren Teilung wegen ihres geringen Durchmessers nicht zu erkennen ist. In sämtlichen Fällen scheinen sie bis zum Zentrum zu reichen, wo sie frei endigen.

Im Längsschliff nehmen die Böden etwa die Hälfte des gesamten Durchmessers ein und sind horizontal oder leicht nach unten konvex. Ihre Abstände betragen etwa 0,5 mm. Die Blasenzone besteht aus einer einzigen Reihe sehr langgestreckter Blasen, die die Außenwand gewissermaßen tapezieren und sich perlenschnurartig aneinanderreihen.

Diese sehr leicht erkennbare Form ist mit *Cyathophyllum minus* A. RÖMER<sup>1)</sup> aus dem deutschen Oberdevon am nächsten verwandt. Beide haben das Vorhandensein einer einzigen Blasenreihe und die Kleinheit der Kelche gemeinsam. Doch unterscheidet sich *Cyathophyllum minus* durch erheblich größeren Durchmesser, 5 mm statt 1 mm, sowie durch größere Entfernung der Böden. Ferner ist die Zahl der Septen, dem größeren Kelchdurchmesser entsprechend, bedeutend größer.

<sup>1)</sup> Harz III, S. 29, Taf. 6.



Von allen anderen, beschriebenen Arten ist die Form durch den sehr kleinen Durchmesser der Zellen leicht zu unterscheiden.

Vorkommen: Eine faustgroße Masse aus dem Unterdevon von Wolayer Thörl.

Gruppe des *Cyathophyllum decorticatum* BILLINGS.

*Cyathophyllum macrocystis* FRECH.

1886 *Cyathophyllum macrocystis* FRECH, Die Cyathophylliden und Zaphrentiden S. 79, Taf. 2, Fig. 11, 11a, 12.

Die Koralle ist einfach und subcylindrisch. Der Durchmesser beträgt 2,5 cm. Die Theca ist ziemlich dick, Septalstreifen sind deutlich entwickelt. Die Septen alternieren sehr deutlich und waren ursprünglich von geringem Durchmesser; durch Ansatz von Stereoplasma wurden die meisten aber sehr verdickt. Infolge dieses hohen Stadiums der Verdickung sind Querdisseptimente wegen Mangels an Raum weniger zahlreich entwickelt. Die Primärsepten reichen bis zum Zentrum, wo sie sich deutlich umeinander drehen. Die Septen zweiter Ordnung hingegen sind äußerst kurz und auf den randlichen Teil des Querschiffes beschränkt. Meist ragen sie nur als verlängerte Dornen in das Kelchinnere hinein.

Im Längsschliff besitzen die Böden eine Ausdehnung von  $\frac{2}{3}$  der ganzen Breite des Kelchdurchmessers und sind durch Abstände von 1 oder 2 mm voneinander getrennt. In der Mitte sind die Böden flach, aber nach dem Rande zu aufgetrieben; wo sie in Berührung mit den peripherischen Blasen stehen, sind sie etwas abwärts gebogen.

Mit Schliffen aus den oberen Cultrijugatus-Schichten gegenüber Lissingen bei Gerolstein, die sich in der Privatsammlung von Herrn FRECH befinden, zeigen unsere Schliffe eine bemerkenswerte Ähnlichkeit der Struktur, so daß die Richtigkeit der Bestimmung keinem Zweifel unterliegen kann.

Vorkommen: Ein einziges, abgerolltes Stück aus dem weißen Kalk des Seekopf-Thörls.

Die Art ist sonst nur aus den Cultrijugatus-Schichten von Westdeutschland bekannt.

*Hallia* M. EDW. et HAIME emend. FRECH.

*Hallia*? sp.

Der Durchmesser in der Ebene der Hauptsepten beträgt 8 mm, in der Ebene der Seitensepten 5 mm. Die Zahl der

Septen ist, angesichts des geringen Kelchdurchmessers, verhältnismäßig sehr hoch:  $24 + 24$ . Gegen- und Seitensepten sind nicht besonders ausgezeichnet. Die Primärsepten reichen nicht bis zur Mitte, sondern lassen einen verhältnismäßig großen Raum im Zentrum frei. Die Septen zweiter Ordnung sind etwa  $\frac{1}{2}$  so lang wie die Primärsepten. Septalleisten fehlen oder sind nur angedeutet.

Das Endothekalgebilde konnte wegen Mangels an Material durch Längsschliffe nicht beobachtet werden. Doch sind Böden im Schliff zu erkennen, da derselbe etwas schräg getroffen ist.

Dieses einzige Stück läßt eine Bestimmung kaum ausführen. Die deutlich fiederstellige Anordnung der Septen dürfte vielleicht auf *Hallia* hinweisen, doch zeigt der Schliff durch das Vorhandensein der anscheinend breiten Böden und der kurzen, alternierenden Septen große Ähnlichkeit mit einem *Cyathophyllum* aus der Gruppe von *Cyathophyllum caespitosum* GOLDF.

Abgebildet möge der Schliff aber werden, denn das Stück ist eines von den seltenen Vorkommen von Plöckenpaß.

Vorkommen: Das einzige Stück aus dem Unterdevon von Cellonkofel-Plöckenpaß.

*Endophyllum* M. EDW. et HAIME.

Syn. *Spongophyllum* Dyb. u. auct. non M. EDW. et HAIME.

*Endophyllum carnicum* n. sp.

Diese einfache Koralle besitzt einen Durchmesser von 2,5 cm.

Ein Querschliff zerfällt in zwei Zonen, eine zentrale Septal- und eine dieselbe einschließende Außenzone. Die äußere wird aus länglichen, ziemlich schmalen, elliptischen Blasen gebildet. Die Größe der Blasen ist recht verschieden und dürfte durchschnittlich etwa 3 mm an Länge betragen. Die Blasen sind in konzentrischen Kreisen angeordnet, deren Zahl durchschnittlich drei ist. An diese drei Reihen legt sich stellenweise eine vierte an. Die Septen beginnen erst innerhalb dieses Blasen- gewebes ohne irgendeinen Zusammenhang mit der Außenwand und nehmen einen kreisförmigen Raum ein. Sie sind sehr zahlreich, etwa  $36 + 36$ , und durch regelmäßige Dissepimente verbunden. Sie sind strahlenförmig angeordnet und in zwei Ordnungen deutlich geteilt. Zwischen diesen bestehen beträchtliche Längenunterschiede, denn die Primärsepten sind etwa doppelt so lang wie die Septen zweiter Ordnung. Die Primärsepten sind in der Mitte keulenförmig verdickt und unregelmäßig umeinander gerollt.

Die beschriebene Art ist dem *Endophyllum acanthicum* FRECH<sup>1)</sup> sehr nahe verwandt, unterscheidet sich aber durch den spiral gebogenen Verlauf der Septen.

Vorkommen: Ein einziges Stück aus dem Unterdevon von Wolayer Thörl.

*Endophyllum* sp. ex aff. *acanthicum* FRECH.

Diese einfache, subcylindrische Koralle besitzt einen Durchmesser von 1,5 cm. Die Zahl der alternierenden Septen beträgt 40 + 40. Die Ungleichheit der Septen erster und zweiter Ordnung ist in Bezug auf die Länge ziemlich beträchtlich, zumal die Sekundärsepten nur die Hälfte oder weniger der Länge der Primärsepten erreichen.

Zuerst hatte ich das einzige guterhaltene Exemplar als ein *Cyathophyllum* aus der Gruppe von *Cyathophyllum ceratites* GOLDF. bestimmt, da die peripherische Rückbildung der Septen im unteren Teil der Koralle nicht so weit fortgeschritten ist wie weiter oben. Erst ein Schliff durch den Kelch selbst bewies die Zugehörigkeit des Stückes zu *Endophyllum*. Die Septen sind in diesem Querschnitt deutlich rückgebildet und von der Wand durch mehrere Reihen kleinerer Blasen abgetrennt.

Die Bestimmung ließ sich nicht genauer ausführen, da nur ein sehr excentrischer Längsschnitt vorliegt, wonach allerdings, den vertikal gestellten Septen und peripherischen Blasen nach zu schließen, die Böden etwas über die Hälfte des gesamten Kelchdurchmessers einnehmen dürften.

Vorkommen: Zwei Stücke aus dem Unterdevon des Wolayer Thörls.

### *Cystiphyllidae.*

#### *Cystiphyllum* LONSDALE.

*Cystiphyllum intermedium* TSCHERNY sp. var. n. *densum*.

Die äußere Gestalt ist cylindrisch oder kegelförmig; das untere Ende der Koralle läuft wahrscheinlich in einer mehr oder minder stumpfen Spitze aus. Bei einem Durchmesser von 4 cm besitzen die vorhandenen Bruchstücke des Kelches eine Länge von 6,5—7 cm, doch dürften die Kelche ursprünglich beträchtlich länger gewesen sein. Die Außenwand ist mit ziemlich stark, manchmal sogar sehr stark entwickelten Anwachsstreifen und Wülsten versehen, die sich im Querschnitt des Kelches als wellenförmige Ausbuchtungen der Wände bemerkbar machen. Im Längsschnitt ist der Innenraum in zwei

<sup>1)</sup> *Cyathophylliden* u. *Zaphrentiden* S. 87, Taf. 6, Fig. 1, 1a, 2, 2a, 4.

Zonen geteilt, die nur wenig scharf voneinander getrennt sind und allmählich ineinander übergehen. Die Außenzone enthält langgestreckte Blasen, die parallele Schichten bilden und mehr oder weniger der Gestalt des Kelches entsprechen. Das Blasengewebe zeigt keine Spur von Septen oder septenähnlichen Gebilden. Der Innenraum des Kelches ist also ungekammert und die vertikalen Blasenreihen stoßen unmittelbar aneinander. Die Blasen stehen im randlichen Teil der Koralle ganz oder fast vertikal, nach innen aber gegen die zentrale Zone des Kelches gehen sie allmählich aus der vertikalen in horizontale Lage über und nehmen dabei etwas an Größe zu. An den meisten Stellen stehen sie sehr dicht, stellenweise sogar so, daß sie einander fast berühren. Die gestreckte Form der Blasen erinnert an Böden. In der Außenzone des Längsschnittes bilden die linsenförmigen Blasen ziemlich lange Reihen, deren Längsachsen der Kelchwand parallel gestellt sind.

Von *Cystiphyllum cristatum* FRECH<sup>1)</sup> und *Cystiphyllum cylindricum* LONSDALE<sup>2)</sup> läßt sich die Art sehr leicht durch die geringe Größe der Blasen unterscheiden. Mit den uralischen Arten zeigt sie jedoch eine bemerkenswerte Ähnlichkeit besonders in der äußeren Gestalt. Von *Diplochone amplexoides* TSCHERNY<sup>3)</sup>, unterscheidet sich die beschriebene Art durch ihre bedeutende Größe, das Fehlen der Septen und die raschere Zunahme des Kelchdurchmessers mit dem Wachstum.

Näher verwandt sind die beschriebenen Stücke mit der *Diplochone intermedia* TSCHERNY<sup>4)</sup>. Von dieser zu *Cystiphyllum* zu stellenden Koralle unterscheiden sich die karnischen Exemplare durch die sehr enggedrängte Stellung der Blasen in allen Teilen des Längsschnittes. Es ist schwer festzustellen, ob diese als eine neue Art oder Varietät anzusehen sei, da das Material aus dem Ural ziemlich dürftig zu sein scheint. Bis bessere Stücke es möglich machen, eine Entscheidung zu treffen, mögen diese vorliegenden Stücke als Varietät der uralischen Art betrachtet werden.

Mit den devonischen Arten aus Böhmen ist keine Verwechslung möglich, da die betreffenden Formen, *Cystiphyllum bigener*<sup>5)</sup> und *ultimum*<sup>6)</sup>, bedeutend größer sind.

Vorkommen: Aus dem Unterdevon von Seekopf-Thörl.

<sup>1)</sup> Cyathophylliden u. Zaphrentiden S. 105.

<sup>2)</sup> MURCHISON, Silur. Syst., S. 691, Taf. 16, Fig. 3.

<sup>3)</sup> A. a. O. Ostabhang des Ural S. 97, Taf. 14, Fig. 9.

<sup>4)</sup> A. a. O. S. 97, Taf. 14, Fig. 19.

<sup>5)</sup> BARRANDE a. a. O. S. 164, Taf. 117.

<sup>6)</sup> a. a. O. S. 174, Taf. 105.

*Cystiphyllum vesiculosum* GOLDFUSS.

- 1826 *Cyathophyllum vesiculosum* GOLDF., Petref. Germ.  
S. 58, Taf. 17, Fig. 5; Taf. 18, Fig. 1.
- 1826 *Cyathophyllum secundum* *ibid.* S. 58, Taf. 18, Fig. 2.
- 1826 *Cyathophyllum ceratites* (pars) GOLDF. *ibid.* Taf. 17, Fig. 2k.
- 1841 *Cystiphyllum vesiculosum* PHILLIPS, Palaeoz. Fossils, S. 10, Taf. 4,  
Fig. 12.
- 1850 *Cystiphyllum vesiculosum* DE VERNEUIL et J. HAIME, Bull. Soc. géol.  
de France 2. Ser., 7, S. 162.
- 1850 *Cystiphyllum secundum* u. *vesiculosum* D'ORBIGNY a. a. O. 1, S. 106.
- 1851 *Cystiphyllum vesiculosum* M. EDW. et HAIME, Polyp. foss. des terr.  
paléoz., S. 462.
- 1853 *Cystiphyllum vesiculosum* *ibid.*, Brit. Foss. Corals S. 243, Taf. 56.,  
Fig. 1, 1a, 1b.
- 1860 *Cystiphyllum vesiculosum* M. EDW., Hist. Nat. des Cor. S. 447.
- 1886 *Cystiphyllum vesiculosum* FRECH, Cyath. u. Zaphrentiden, S. 108.  
Mit Holzschnitt.

Nur ein Bruchstück liegt vor mit längerem Durchmesser von 32 mm und kürzerem Durchmesser von 23 mm. Der zentrale Innenraum der Koralle ist mit zahlreichen, verschiedenartig gestalteten Blasen gänzlich erfüllt, die an Größe bald ziemlich gleich, bald recht verschieden sind, indem einzelne, langgestreckte die anderen an Größe übertreffen. Sie werden von einer längeren und zwei kürzeren Seiten begrenzt. Sowohl die längeren wie die kürzeren Linien haben ihre Konvexität gegen das Zentrum gerichtet. An der Peripherie des Querschnittes sind die Blasen kleiner und bedeutend dichter gedrängt als im Zentrum. Durchgängig sind sie äußerst klein, mit untergeordneten größeren hier und da vermischt und werden weder von Septen noch Septalgebilden zerlegt. Leider gestattet die Dünne des Stückes nicht das Herstellen eines Längsschnittes.

Ein ungefähr gleichgestalteter Querschnitt des mitteldevonischen *Cystiphyllum vesiculosum* GOLDF. aus der Eifel unterscheidet sich kaum merklich von dem karnischen Exemplar. In beiden Fällen sind die kleinen Blasen in der peripherischen Zone, die größeren im Zentrum der Koralle deutlich unterscheidbar. Septalreste sind weder in einem noch im anderen Querschnitt zu beobachten. Nur die Mangelhaftigkeit des vorliegenden Stückes, die z. B. die Anfertigung des Längsschnittes unmöglich macht, erlaubt nicht eine ganz sichere Bestimmung, doch ist kein Merkmal vorhanden, das eine Unterscheidung desselben von *Cystiphyllum vesiculosum* aus dem Mitteldevon gestattet.

Vorkommen: Aus dem schwärzlichen Kalk des Unterdevons vom Cellonkofel.

*Cystiphyllum cristatum?* FRECH.

1886 *Cystiphyllum cristatum* FRECH., Cyathophylliden und Zaphrentiden S. 109, Taf. 8, Fig. 17 und 26.

1893 *Cystiphyllum cristatum?* TSCHERNY., Ostabhang des Urals, S. 96, Taf. 14, Fig. 18.

Nur ein einziger Kelch liegt vor, dessen Durchmesser ca. 32 mm beträgt. Die innere Zone ist von Muttergestein erfüllt, die äußere besteht ausschließlich aus großen und kleinen Blasen, die in etwa sieben Reihen angeordnet sind. Sie sind schräg von innen nach außen gerichtet, so daß der Kelch dengemäß einen breiten, schrägen Rand besitzt. Ausgesprochene Septen sind wohlentwickelt und verlaufen von der Außenwand bis zur Grenze der zwei Zonen.

Wegen des Vorhandenseins von Septen habe ich den Kelch zu *Cystiphyllum cristatum* FRECH gestellt, doch da das Material mangelhaft ist, wurde die Bestimmung mit einem Fragezeichen bezeichnet. Das vorliegende Stück sei nur deshalb beschrieben und abgebildet, um zu zeigen, daß die Korallenfauna noch lange nicht erschöpft ist; denn obwohl die Bestimmung nicht ganz sicher ist, ist der Kelch von den beiden, angeführten *Cystiphyllum*-Arten durch das Vorhandensein der Septen sehr deutlich unterscheidbar.

Vorkommen: Ein einziges Stück aus dem Unterdevon des oberen Valentin-Tals.

Außer den Vorkommnissen im deutschen Mitteldevon wurde die Art (mit Fragezeichen bestimmt) von TSCHERNYSCHEW aus dem Unterdevon am Ostabhang des Ural beschrieben und abgebildet.

*Alcyonaria.**Heliolitidae.**Heliolites* DANA.*Heliolites confinensis* n. sp.

Der Korallenstock bildet rundliche, knollige Massen von deutlich elliptischem Umriß und verschiedener Größe und Gestalt. Der Abstand der benachbarten Kelche voneinander ist gewöhnlich etwas größer als ihr Durchmesser. Bei einigen Stücken hingegen sind die Kelche um weniger als die Länge eines Durchmessers voneinander getrennt. Folglich ist das Coenenchym bei einigen Exemplaren viel reicher entwickelt als bei anderen. Sogar der Abstand der Kelche voneinander ist an verschiedenen Stellen desselben Stockes sehr verschieden.

Im Längsschliff sind die großen, durch horizontale Böden geteilten Kelche sehr klar zu sehen. Das Coenenchym besteht aus sehr feinen, festverwachsenen, durch horizontale Böden geteilten Röhren, deren Größe bei demselben Stock annähernd gleich ist. Abgesehen von dem Coenenchym ist eine starke Stereoplasma-Verdickung wahrzunehmen, die bei *Heliolites interstinctus* LINNÉ nur andeutungsweise vorhanden ist. Die Kelche sind beiderseits von ziemlich starken und wohlentwickelten Wänden begrenzt, deren Dicke zwei- oder dreimal so groß ist als die der Coenenchymröhren. Die Dicke schwankt jedoch bei ein und demselben Kelche; diese Unregelmäßigkeit ist vielleicht durch die mangelhafte Erhaltung zu erklären.

Im Querschliff erscheinen die Kelche als kreisförmige Öffnungen und zwischen denselben die prismatischen Röhren des Coenenchyms als feine Punkte. Der Durchmesser des Kelches behält in sämtlichen Stücken denselben Wert bei und beträgt etwa 1 mm. Zwischen den Kelchen schieben sich 1, 2, 3, sogar manchmal 4 Coenenchymröhren ein, so daß eine Entfernung von ca. 2 mm die Kelche trennt. Seltener berühren sich die Kelche an einem Punkte ohne die Einschiebung eines Coenenchymrohres. Die feinen Böden stehen viel dichter in den Coenenchymröhren als in den großen Kelchen; so kommen auf 5 mm Kelchlänge ungefähr 25 Böden auf die ersteren und 15 auf die letzteren.

Die karnischen Stücke stehen, wegen der größeren Feinheit des Coenenchyms und dem kleineren Abstand der Kelche dem *Heliolites interstinctus* LINNÉ<sup>1)</sup> am nächsten. Doch ist das Gewebe bedeutend feiner als bei der genannten Art, wie ein Dünnschliff von einem durch LINDSTRÖM selbst bestimmten Exemplar aus dem Obersilur von Wisby sehr deutlich erkennen läßt.

Vorkommen: Untersucht wurden 9 Stücke aus dem weißen Kalk des Unterdevons von Wolayer Thörl und 3 Stücke von Seekopf-Thörl.

### *Tabulata.*

#### *Favositidae.*

*Favosites* LAMARCK.

Syn. *Calamopora* GOLDFUSS.

*Favosites proasteriscus* n. sp.

Von dieser Art liegen mehrere ziemlich große Bruchstücke vor, von denen das größte eine Länge von ca. 9 cm erreicht.

<sup>1)</sup> *Madrepora interstincta*. Systema Nat. ed. XII, Vol. I, S. 1276, 1767.

Der Stock ist aus langen prismatischen Individuen zusammengesetzt, die einen Durchmesser von etwa 1 mm, selten weniger besitzen. Die Kelche sind durch äußerst dünne Wände voneinander getrennt, die von Wandporen durchbohrt sind. Die letzteren sind kreisförmig, ziemlich groß und einreihig. An mancher Stelle sind sie sehr klar mit bloßem Auge zu erkennen, besonders aber wo die Oberfläche etwas angewittert ist; an anderen Stellen aber lassen sie sich gar nicht wahrnehmen.

Im Querschliff sind die Kelche polygonal, im allgemeinen fünf- bis siebenseitig, die knospenden Individuen schieben sich zwischen die ausgewachsenen unregelmäßig ein.

Im Längsschnitt erscheinen die Kelche fast alle von gleicher Größe; kleinere sind nur verhältnismäßig selten zu treffen. Sie werden von den horizontalen oder etwas konkaven, dünnen Böden in ziemlich regelmäßige Räume geteilt. Die Böden sind dicht gedrängt, so daß annähernd 25 in einen cm Länge zu liegen kommen. Sie scheinen in fast sämtlichen Fällen auf gleicher Höhe zu stehen und sind sehr viel weniger ausgebildet wie bei den Formen *Favosites Goldfussi* und *Favosites Gothlandicus*. Im Längsschliff nehmen die Kelche an einigen Stücken eine wellenförmige Form an, so daß die ganze Fläche von äußerst bizarren Wellen bedeckt ist. Dieser wellenförmige Verlauf der Kelche wurde auch von POČTA an den böhmischen ( $F_2$ ) Stücken von *Favosites intricatus* BARRANDE<sup>1)</sup> beobachtet und von ihm abgebildet.

Diese Stücke könnten bei oberflächlicher Betrachtung als eine kleinzellige Varietät von *Favosites Goldfussi* M. EDW. et HAIME aufgefasst werden. Doch zeigt ein Querschliff, daß an den Kreuzungsstellen der Zellenwände sternförmige Verdickungen entwickelt sind, die jedoch nicht jede Kreuzungsstelle kennzeichnen. Sie sind meistens da ausgebildet, wo mehr als drei Zellenwände zusammentreffen. Meist treten vierstrahlige, selten fünfstrahlige Sternchen hervor. Dieses Merkmal wurde bis jetzt nur an dem *Favosites asteriscus* FRECH<sup>2)</sup> aus dem oberen Mitteldevon von Hwa-ling-pu in Zentralasien beobachtet. Unsere Art unterscheidet sich von der zentralasiatischen, von der ein Dünnschliff zum Vergleich vorliegt, durch vollkommnere Ausbildung der Böden und die Kleinheit der Kelche. Ferner unterscheidet sie sich durch die geringere Deutlichkeit der Sternchen.

Vorkommen: 7 Stück aus dem Unterdevon von Wolayer Thörl und 1 einziges Stück von Seekopf-Thörl.

<sup>1)</sup> Système Silurien du Centre de la Bohême S. 233, Taf. 88, 91, 95, 102.

<sup>2)</sup> v. RICHTHOFEN: China Bd. V, 1911, S. 47, Taf. 9, Fig. 2a—c.



*Favosites reticulatus* BLAINV. sp., mut. n. *praeursor*.

Der Stock bildet schlanke, cylindrische oder etwas abgeplattete, sich ein- oder zweimal gabelnde Äste von 4—6 mm Durchmesser und ca. 15—20 mm Höhe, die am unteren Ende ziemlich stumpf auslaufen. Vollständige Exemplare aber liegen nicht vor.

Die prismatischen, polygonalen, meist sechsseitigen Zellen sind an der Oberfläche annähernd gleichgroß, zeigen aber im Zentrum, dem Wachstum entsprechend, erhebliche Größen-differenzen. Sie besitzen durchschnittlich einen Durchmesser von etwa 0,5 mm. Sie liegen unmittelbar aneinander und strahlen von der imaginären, vertikalen Achse allmählich nach außen aus, bis die Oberfläche erreicht wird. Sie werden von sehr dünnen Wänden begrenzt, die durch Stereoplasma-Ablagerungen fast oder gar nicht verdickt sind.

Die Stücke beziehen sich auf eine verkleinerte Form von *Favosites reticulatus* BLAINV., sowohl auf die gesamten Stöcke wie die einzelnen Zellen, so daß es sich um einen kleinen Vorläufer des *Favosites reticulatus* handelt. Bei dem Vergleich mit *Favosites reticulatus* aus dem mitteldevonischen Stringocephalkalk und dem oberen Korallenkalk vom Palm ergeben sich sehr geringfügige Unterschiede zwischen der mitteldevonischen und der unterdevonischen Form. Bei der mitteldevonischen Form ist vor allem der Durchmesser der einzelnen Zellen etwa doppelt so groß wie bei ihren kleinen, unterdevonischen Vorläufern. Ebenso sind die Größenverhältnisse der verzweigten Stämmchen im allgemeinen bei den mitteldevonischen Formen erheblich größer. Das Fehlen der Septaldornen bei den vorliegenden Exemplaren aus den Karnischen Alpen ist erwähnenswert und würde bei der geringen Bedeutung, die den Größenverhältnissen zukommt, den einzigen, wesentlichen Unterschied bedingen.

Für die enge Zusammengehörigkeit der mittel- und unterdevonischen Formen ist vor allem der Umstand wichtig, daß die eine wie die andere festgewachsene, netzförmige (*reticulatus*), verzweigte Formen sind, so daß die Kelche sich nach allen Seiten öffnen. Da diese unterdevonische Form ein zweifellos naher Verwandter ist, bezeichne ich sie als Vorläufer (*praeursor*).

Vorkommen: Unterdevon von Seekopf- und Wolayer Thörl.

*Favosites Goldfussi* M. EDW. et HAIME.

1829 *Calamopora Gothlandica* (pars) GOLDFUSS, Petref. Germ. S. 78.

1841 *Favosites Gothlandicus* PHILLIPS, Palaeoz. Fossils S. 16, Taf. 7, Fig. 21.

1850 *Favosites Goldfussi* D'ORBIGNY a. a. O. Vol. I, S. 107.

- 1851 *Favosites Goldfussi* M. EDW. et HAIME, Polyp. foss. des terr. paléoz. S. 235, Taf. 20, Fig. 3.  
 1853 *Favosites Goldfussi* idem, Brit. Foss. Cor. S. 214, Taf. 47, Fig. 3—3c.  
 1860 *Favosites Goldfussi* MILNE EDWARDS, Hist. nat. des Cor. S. 248.  
 1882 *Favosites Goldfussi* BARROIS, Terrains Anciens des Asturies S. 212.  
 1885 *Favosites Goldfussi* TSCHERNYSCHEW, a. a. O. Westabhang des Urals, S. 95.  
 1893 *Favosites Goldfussi* TSCHERNYSCHEW, a. a. O. Ostabhang d. Urals, S. 191.

Die mir vorliegenden Korallenstöcke sind ziemlich umfangreich; der größte besitzt eine Länge von ca. 15 cm. Die Stöcke sind aus zahlreichen Kelchen zusammengesetzt und von unregelmäßiger Gestalt. Die Kelche sind typisch ausgeprägt polygonal und dünnwandig. Im allgemeinen sind sie von gleichmäßiger Größe, die kleineren, jüngeren Individuen schieben sich zwischen die ausgewachsenen Formen ein. Der Durchmesser schwankt zwischen 1 und 2 mm. Die Wände sind mit runden Poren ausgestattet, die bald einreihig, bald in zwei den Wänden parallelen Reihen angeordnet und auf jeder prismatischen Fläche zu erkennen sind. Sie sind alternierend gestellt, bisweilen von einem erhöhten Rand umgeben. Diese Poren sind im Dünnschliff weniger gut sichtbar wie an angewitterten Flächen. Die dicken Böden sind sehr vollkommen ausgebildet, wagerecht, seltener konkav oder konvex. Ihre Abstände sind jedoch ziemlich unregelmäßig. Je nach der Verlangsamung oder Beschleunigung des Wachstums werden die Böden durch große oder kleine Abstände voneinander getrennt.

Wie vorliegende Dünnschliffe aus dem deutschen Mitteldevon zeigen, sind die beschriebenen Stücke zu *Favosites Goldfussi* M. EDW. et HAIME zu stellen, da die beobachteten Merkmale in bezug auf die Abstände der Böden und den Durchmesser der einzelnen Individuen diese Art charakterisieren. Mit *Favosites gothlandicus* wird die Art bekanntlich häufig verwechselt. Von einem typischen, von LINDSTRÖM selbst bestimmten Dünnschliff von *Favosites gothlandicus* aus dem Obersilur von Wisby unterscheiden sich die vorliegenden Stücke durch bedeutend geringeren Durchmesser der Zellen.

Vorkommen: Im Unterdevon des Wolayer Thörls (ca. 20 Stück), des Seekopf-Thörls (5 Stück) und des Cellonkofels (3 Stück). Die Art wurde aus dem Unterdevon Asturiens von BARROIS beschrieben. Ferner führte TSCHERNYSCHEW die Art aus den gleichaltrigen Schichten am Ost- und Westabhang des Urals an.

*Favosites polymorphus* GOLDFUSS.

- 1829 *Calamopora polymorpha* var. *tuberosa* GOLDF., Petr. Germ. Bd. I, S. 79, Taf. 27, Fig. 2b—d, 3b—c.  
 1829 *Calamopora polymorpha* var. *tuberosa ramosa* ibid. Taf. 27, Fig. 3a, 2.  
 1829 *Calamopora polymorpha* var. *ramosa divaricata* ibid. Taf. 27, Fig. 4a—d.  
 1829 *Calamopora spongites* var. *ramosa* ibid. S. 80, Taf. 28, Fig. 2a—g.  
 1852 *Favosites polymorpha* QUENSTEDT, Petr. Deutschlands S. 642, Taf. 56, Fig. 46—49.  
 1853 *Favosites cervicornis* M. EDW. et HAIME, Brit. Foss. Cor. S. 216, Taf. 48, Fig. 2.  
 1853 *Favosites reticulata* idem, ibid. S. 215, Taf. 48, Fig. 1, 1a, 1b.  
 1860 *Favosites polymorpha* MILNE EDWARDS, Hist. nat. des Cor. S. 251.  
 1860 *Favosites cervicornis* ibid. S. 256.  
 1860 *Favosites reticulata* ibid. S. 255.  
 1879 *Favosites cervicornis* NICH., Tabulate Corals S. 82, Taf. 4, Fig. 3—3b.  
 1883 *Pachypora cristata* F. ROEMER ex parte, Lethaea palaeozoica S. 437.  
 1885 *Favosites polymorpha* FRECH, Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. Diese Zeitschr. 37, S. 103, Taf. 9, Fig. 1—3.  
 1911 *Favosites polymorphus* FRECH. v. RICHTHOFEN, China Bd. V, S. 51.

Die Koralle besteht aus sich verzweigenden, breiten Ästen, die einen Durchmesser von ca. 1,5 cm besitzen.

Die einzelnen Individuen strahlen von der zentralen Achse des Zweiges aus und biegen sich sanft nach außen. Sie sind wesentlich polygonal, manche aber etwas gerundet und oval. Von Stereoplasma sind sie kaum eingeeengt, denn die Wände sind äußerst dünn und behalten diese Dünne auf ihrer ganzen Länge bei. Die Kelche erreichen einen Durchmesser von ca. 1 mm, manche aber, hauptsächlich die jüngeren Formen, sind bedeutend kleiner. Die wagerechten Böden sind verhältnismäßig zahlreich und vollständig; ihre gegenseitigen Abstände sind ziemlich beständig und betragen durchschnittlich 1 mm.

Der einzige, vorliegende Dünnschliff läßt sich von einigen aus dem Mitteldevon (Stringocephalenkalk) der Eifel kaum unterscheiden. Alle Dünnschliffe haben die verhältnismäßig große Häufigkeit der Böden und die geringe Stärke oder gänzliches Fehlen der Stereoplasmaverdickung gemeinsam. Der einzige Unterschied, der auf die Erhaltung zurückzuführen ist, ist die Seltenheit der Poren bei den karnischen Exemplaren. Da die Eifler Stücke meist im tonigen Kalk, die karnischen aber meist im reinen Kalk vorkommen, könnte dieser Unterschied der Seltenheit der Poren durch die Krystallisierung des Kalkspats erklärt werden.

Vorkommen: 6 Bruchstücke und 1 guter Dünnschliff aus dem Unterdevon des Wolayer und Seekopf-Thörls. Außer den Vorkommnissen im Mitteldevon, wurde die Art in unterdevonischen Schichten von Erbray (Blanc Calcaire), Asturien, Bre-

tagne und Ardennes, endlich am Ostabhang des Urals bereits beschrieben.

*Striatopora* HALL.

*Striatopora volaica* n. sp.

Es liegen zwei große, weiße Kalksteinplatten vor, die mit Bruchstücken dieser Koralle ganz erfüllt sind und sich ohne Zweifel zur Gattung *Striatopora* gehörig erweisen. Die Korallenstämmchen sind langgestreckt, cylindrisch, schlank und kaum verzweigt. Diese einzelnen Fragmente besitzen einen Durchmesser von etwa 2 mm und eine durchschnittliche Länge von 7 mm. Seltener steigt der Durchmesser bis auf 5 und die Länge bis auf 12 mm.

Im Längsschliff verlaufen die einzelnen Zellen in der Achse des Astes durchweg parallel und genau in der Längsrichtung und biegen sich scharf von hier schräg nach außen und oben. Auf den angeschliffenen Platten sind sie so dicht zusammengedrängt, daß das ganze nur als weiße Masse erscheint, in der die einzelnen Röhren mit bloßem Auge nicht zu unterscheiden sind. Im Längsschliff aber unterscheidet man deutlich eine zentrale, unverdickte und eine nach außen zu verdickte Wand. Die Ränder der Zellen sind, wie im Querschliff zu sehen ist, ziemlich regelmäßig polygonal und haben einen Durchmesser von ca. 0,3 mm oder noch weniger. Infolge der Kleinheit der Kelche wurden die feinen, radialen, den Septen entsprechenden Streifen, die im Hals des Kelches sonst vorkommen, nicht beobachtet. Verbindungsporen sind deutlich und verhältnismäßig groß.

Sowohl Querschnitte wie Längsschnitte zeigen, daß die Röhren durch Ablagerungen von *Stereoplasma* innerlich eingeengt sind. Doch erreicht dieser Absatz keinen solchen Grad wie z. B. bei *Pachypora* und ist, wie erwähnt, im Zentrum der Äste kaum merkbar. Die seltenen Böden stehen ziemlich weit voneinander und sind im einzelnen regelmäßig ausgebildet.

Am nächsten verwandt ist die beschriebene Art mit *Striatopora vermicularis* Mc. COY sp. var. *filiformis* F. ROEMER (*Calamopora filiformis* F. ROEMER<sup>1)</sup>) aus dem Stringocephalenkalk von Dziwki bei Siewierz und aus dem Oberdevon von Ober-Kunzendorf. Die äußere Gestalt einiger in der Privatsammlung von FRECH befindlichen Stücke ähnelt der der vorliegenden Exemplare außerordentlich. Von der oberdevonischen Form unterscheidet sich die unterdevonische durch bedeutend geringeren Durchmesser der einzelnen Kelche und geringe Entwicklung

<sup>1)</sup> Geologie von Oberschlesien, S. 31, Taf. 3, Fig. 1 u. 2.

der Böden. Auch ist die Stereoplasma-Ablagerung weniger ausgebildet, und in dieser Beziehung ähnelt sie der Hauptform eher als der Varietät. Von der Hauptform *Striatopora vermicularis* Mc. Cor<sup>1)</sup> aber unterscheidet sie sich durch geringeren Durchmesser der gesamten Stöcke. Dieser geringere Durchmesser der Stöcke und Röhren macht eine Verwechslung mit irgendeiner anderen, beschriebenen Art der Gattung unmöglich.

Wegen der weißgrauen Farbe der Stereoplasma-Verdickungen hebt sich die Wand der Zellen als eine schwarze, haarfeine Linie hervor, während die Grenze bei *Favosites reticulatus* verschwindet.

Vorkommen: Unterdevon des Wolayer Thörls.

*Striatopora subaequalis* M. EDW. et HAIME.

- 1845 *Calamopora spongites* MICHELIN, Icon. zooph., S. 189, Taf. 48, Fig. 8.  
 1849 *Alveolites ramosus*? STEININGER, Geogr. Beschreibung der Eifel, S. 25, Taf. 6, Fig. 6.  
 1851 *Alveolites subaequalis* M. EDW. et HAIME, Polyp. Foss. des terr. paléoz., S. 256, Taf. 17, Fig. 4, 4a.  
 1860 *Alveolites subaequalis* M. EDWARDS, Hist. nat. des cor. Vol. III, S. 267.  
 1885 *Striatopora ramosa* FRECH, diese Zeitschr. 37, S. 106, Taf. 11, Fig. 7, 7a.  
 1911 *Striatopora subaequalis* FRECH. v. RICHTHOFEN, China. Bd. V, S. 51, Taf. 8, Fig. 2.

Die Koralle bildet baumförmig verästelte Formen mit allseitig sich öffnenden Kelchen. Die Oberfläche ist, wie bei den meisten Bäumchen des Eifler Mitteldevons und den Exemplaren von Tshon-Terek, meist sehr mangelhaft erhalten und läßt gar keine Struktur erkennen. Der Durchmesser der Stämmchen schwankt zwischen 0,7 mm und 10 mm, der der einzelnen Röhren beträgt etwa 0,5 mm.

Im Querschliff aber sind die einzelnen Röhren deutlich zu erkennen. Sie sind im Innern des Stämmchens von haardünnen Wänden umgrenzt und nur auf der äußeren, den Ast begrenzenden Zone der Koralle werden sie durch Ablagerung von Stereoplasma etwas eingengt. Diese Ablagerung ist jedoch niemals beträchtlich.

Im Längsschliff sind die Röhren radial zur zentralen Achse des Stämmchens gestellt und divergieren nach außen. Sie sind ausgesprochen polygonal, oft von zwei verschiedenen Größen.

Septen, Septaldornen und Verbindungsporen wurden nicht beobachtet.

Von vorliegenden Dünnschliffen aus dem Mitteldevon der Eifel und von Tshon-Terek sind die karnischen Schliffe kaum zu unterscheiden.

<sup>1)</sup> Ann. and Mag. Nat. Hist. II. Ser., Vol. VI, S. 377, 1850.

Vorkommen: Eine große Masse und einzelne Bruchstücke aus dem Unterdevon des Wolayer Thörls.

*Alveolites* LAMARCK.

*Alveolites suborbicularis* LAM. mut. n. *volaicus*.

Die Koralle bildet scheibenförmige Massen. Infolgedessen sind die Kelchöffnungen auf die obere Seite beschränkt.

Die einzelnen Kelche sind im Querschliff unregelmäßig dreieckig und lassen eine längere, konvexe und zwei kürzere, konkave Seiten erkennen. Doch ist diese dreieckige Form nicht so ausgeprägt wie bei der Hauptform. Der Durchmesser beträgt ca. 1 mm. Septaldornen wurden nicht beobachtet.

Im Längsschliff sind die sehr wohlentwickelten Böden sehr dicht zusammengedrängt und zahlreicher als bei dem mitteldevonischen Typus. Sie sind durch Abstände von 0,5 mm von einander entfernt. Zuweilen liegen die Böden viel dichter, doch behalten sie durchschnittlich diesen angegebenen Mittelwert bei. Die Böden sind regelmäßig nach unten konvex; besonders ist dieses aber der Fall in den kleineren Röhren, während sie sich in den breiteren mehr der horizontalen Richtung nähern.

Von der Hauptform<sup>1)</sup> unterscheidet sich die neue Mutation durch weniger ausgesprochen dreieckige Form der Zellen im Querschnitt, das gänzliche Fehlen der Dornen, etwas größere Zahl der Böden sowie durch größeren Durchmesser der einzelnen Individuen.

Vorkommen: Etwa 10 Stücke aus dem Unterdevon des Wolayer Thörls.

*Caliapora* SCHLÜTER.

Nach den Angaben von SCHLÜTER<sup>2)</sup> sind Böden bei der Gattung nicht entwickelt. Doch ist diese Bemerkung in dieser Form unrichtig, insofern, als Böden ziemlich zahlreich ausgebildet sind, wie mehrere vorliegende, mit den englischen Stücken übereinstimmende Dünnschliffe aus dem deutschen Mitteldevon zeigen. Die irrtümliche Angabe von Schlüter ist leicht erklärlich durch die Tatsache, daß die deutschen Stücke aus einem hellen oder weißen Kalk bestehen. Infolgedessen heben sich die Böden nur sehr wenig von der umgebenden Masse hervor. Wenn man den Schliff in einem auffallenden Lichtkegel beobachtet, statt ihn gegen das Licht zu halten, so erkennt man die Böden am deutlichsten.

<sup>1)</sup> Hist. des Anim. sans vert. II., S. 186, 1816.

<sup>2)</sup> a. a. O. S. 95, Taf. 14, Fig. 8, 9.

*Alveolites (Caliapora) Frechi* n. sp.

Der Stock ist aus zahlreichen, sehr kleinen Individuen zusammengesetzt, die sich unmittelbar berühren. Ihr Durchmesser beträgt etwa 0,5 mm.

Im Querschliff münden die Kelche nicht schief, wie es bei *Alveolites* der Fall ist, sondern die Kelchöffnung ist unregelmäßig polygonal und erinnert sehr an *Favosites*. Die Zellen werden von ziemlich dicken Wänden begrenzt, die aber an mancher Stelle durch Lücken, die den Querschnitt der Poren darstellen, unterbrochen sind.

Im Längsschliff sind die Wände ebenfalls dick und von Poren durchbohrt. Die Vorsprünge, die von der Wand ausgehen, sind ziemlich zahlreich und wohlentwickelt. An mancher Stelle trifft der Schnitt nur die Spitze der Vorsprünge, die in diesem Falle nur als Punkte erscheinen. Die Poren sind verhältnismäßig sehr groß, einreihig und im allgemeinen nicht rund, sondern vieleckig.

Einige Böden wurden mit Sicherheit an einem gut erhaltenen Längsschliff der karnischen Art beobachtet. Die geringe Entwicklung der Böden steht selbstverständlich im Zusammenhang mit der großen Ausbildung der Dornen. Da Böden bei dieser Art vorkommen, fehlen sie bei keiner Art der Gattung, da sie bei *Alveolites (Caliapora) Battersbyi*<sup>1)</sup> M. EDW. et HAIME und der dritten Art, *Alveolites (Caliapora) carnicus* n. sp., deutlich beobachtet wurden.

Von der nächstverwandten Form, *Caliapora Battersbyi* aus dem Mitteldevon von Süngland und Deutschland, unterscheidet sich die karnische Art durch die geringere Ausbildung der Dornen und erheblich geringeren Durchmesser der einzelnen Individuen.

Vorkommen: Eine faustgroße Masse aus dem Unterdevon des Valentin-Tals.

*Thecia* M. EDW. et HAIME.*Thecia Swinderenana* GOLDF. mut. n. *devonica*.

Der Korallenstock ist massig und besteht aus unmittelbar aneinandergrenzenden, prismatischen, fast gleich großen, dickwandigen Zellen. Der Durchmesser der Kelche beträgt ca. 1 mm.

Ein Querschliff zeigt sehr deutlich die zwölf starken Septen, welche mit denjenigen der angrenzenden Zellen in gekrümmtem Verlauf über die schmalen, trennenden Kelchränder zusammen-

<sup>1)</sup> Brit. Foss. Cor. S. 220, Taf. 49, Fig. 2, 2a.

fließen und den Kelchen ein zierliches, sternförmiges Aussehen geben. Die Septen sind nicht gleichmäßig dick, sondern schärfen sich von außen nach innen zu, so daß sie im inneren Teil schneidende Kanten bilden, während sie am Umfang der Zellen eine ziemliche Dicke besitzen.

Von der Hauptform *Thecia Swinderenana* GOLDF.<sup>1)</sup> unterscheidet sich die neue Mutation durch geringe Dicke der Ränder.

Es liegt nur ein schneeweißer Überzug von *Thecia* vor, der ein in seiner Struktur sehr schlecht erhaltenes Stromatoporoid umschlungen und erstickt hat. Da der Überzug an der dicksten Stelle kaum 1 cm — meist weniger — beträgt, konnte ein Längsschliff nicht hergestellt werden.

Vorkommen: Das einzige Stück aus dem Unterdevon des Wolayer Thörls.

Dieses ist das erste Vorkommen der Gattung in anderen als obersilurischen Schichten.

*Monticulipora* D'ORBIGNY emend. NICHOLSON.

*Monticulipora* (*Monotrypa*)? sp.

Die scheinbar kugelförmig gestaltete Koralle besteht aus parallel angeordneten Röhren. Die Kelche sind ziemlich klein, der Durchmesser ca  $\frac{1}{2}$  mm lang, ohne Septaldornen und unregelmäßig polygonal. Wandporen wurden nicht beobachtet. Die Kelchwände sind dünn und ohne stereoplasmatische Verdickung. Infolgedessen sind die Grenzlinien der einzelnen Kelche sehr deutlich zu unterscheiden. Es fehlen die für *Chaetetes* charakteristischen, durch Kelchteilung hervorgerufenen, septenförmigen Ausbuchtungen (Pseudosepten) der Wände.

Wie sich aus der vorstehenden Beschreibung ergibt, würde *Monticulipora* sp. zu dem Subgenus *Monotrypa* NICHOLSON gehören, wenn man die Einteilung des genannten, englischen Forschers annimmt.

Der Querschliff spricht für *Monticulipora* bzw. *Monotrypa*, eine genaue Bestimmung ist jedoch wegen des Fehlens eines Längsschliffes nicht durchführbar.

Vorkommen: Das einzige Stück stammt aus dem Unterdevon des Seekopf-Thörls.

*Syringopora* GOLDFUSS.

*Syringopora alpina* n. sp.

Der Stock ist aus zahlreichen, cylindrischen Zellen zusammengesetzt, die einen Durchmesser von ungefähr 1 mm oder

<sup>1)</sup> Petref. Germ. Bd. I S. 109, Taf. 38, Fig. 3 a, b.



weniger besitzen. Die Röhren sind vorherrschend parallel und gerade; bald, wie der Querschliff zeigt, einander sehr genähert, zuweilen bis zur Berührung, bald um die Länge des eigenen oder doppelten Durchmessers getrennt. Dieser größte Abstand wird nur in wenigen Fällen übertroffen. Der Querschnitt der einzelnen Kelche ist kreisförmig. Die Außenseite ist nur an einer Stelle erhalten. Aus diesem Grunde wurden die Anwachsstreifen und andere Thecalgebilde nicht beobachtet, zumal die Kelche überdies einen geringen Durchmesser haben.

Die von Wand zu Wand verlaufenden Böden sind schwach trichterförmig nach abwärts gerichtet. Querröhren, welche die größeren Kelche verbinden, wurden nur an einer Stelle beobachtet. Diese sind aber viel zu klein, um die innere Struktur erkennen zu lassen, doch scheinen sie denselben Bau zu besitzen wie die längeren Röhren.

*Syringopora* wurde in dem Unterdevon sowohl von Böhmen wie vom Ural bis jetzt nicht gefunden. Mit Ausnahme der Karnischen Alpen und Nehou (Manche), wo nach M. Edw. et HAIME<sup>1)</sup> *Syringopora abdita*, eine ganz abweichende Form, vorkommt, fehlt sie in Europa in Schichten dieses Alters gänzlich, so daß sie mit Ausnahme dieser zwei Gebiete im Unterdevon auf Amerika beschränkt ist.

Aus devonischen Schichten waren Arten von gleich geringem Durchmesser bisher nicht beschrieben; aus obersilurischen Schichten sind dagegen verschiedene Arten bekannt. Von ihnen steht *Syringopora Hisingeri* BILLINGS<sup>2)</sup> der karnischen Art am nächsten und unterscheidet sich von ihr durch größeren Abstand der Röhren. Trotzdem nur ein einziges Stück vorliegt, mag dasselbe doch beschrieben werden, da es sich um eine Koralle handelt, die sich von den bisher beschriebenen Formen sehr leicht unterscheidet.

Mit dieser *Syringopora* ist ein schlecht erhaltenes Stromatoporoid verwachsen, so daß das Ganze auch hier die bekannte „*Caenopora*“-Struktur zeigt. Das Stromatoporoid-Skelett zeigt gesonderte Radialpfeiler, die horizontale, strahlenförmige Fortsätze aussenden. Die Radialpfeiler setzen sich durch zwei bis drei Interlaminarräume fort. Auf längeren Strecken wurden sie nicht beobachtet. Angesichts der angegebenen Länge der Radialpfeiler und der deutlichen Trennung zwischen Radialpfeiler und Laminae haben wir es hier mit einem *Actinostroma* zu tun. Die Bestimmung der Species aber ist auf Grund dieses einzigen Stückes allein nicht möglich.

<sup>1)</sup> Polyp. foss. terr. paléoz. S. 295.

<sup>2)</sup> Canad. Nat. and Geol. Vol. IV, S. 20.

Dieses dürfte wohl das erste und einzige Vorkommen von „*Caunopora*“ im Unterdevon von Europa sowohl wie von Amerika sein; denn obwohl diese eigentümliche, kommensualistische, aus *Syringopora* bzw. *Aulopora* und einem *Stromatoporoid* bestehende Form im Mitteldevon von den Karnischen Alpen bis Devonshire allgemein verbreitet ist, wurde bis jetzt, soviel mir bekannt ist, kein einziges Vorkommen aus dem Unterdevon beschrieben.

Vorkommen: Unterdevon des Cellonkofels.

*Syringopora* sp.

Es liegt mir ein kleines Stück vor, dessen Durchmesser etwas über 3,5 mm beträgt.

Die ganze Oberfläche ist, wie ein Querschnitt zeigt, von äußerst winzigen, fast mikroskopisch kleinen, kreisförmigen Öffnungen bedeckt, deren Größe bedeutend geringer ist als die von *Syringopora alpina*. Die innere Struktur der *Syringopora* läßt sich kaum beobachten. Soviel aber läßt sich erkennen, daß die Öffnungen von einem deutlich begrenzten Rand umgeben sind. Leider ist es wegen der Dünne der Platte unmöglich, einen Längsschnitt anzufertigen; folglich läßt sich nicht feststellen, ob eine *Syringopora* mit Böden, oder eine *Aulopora* ohne Böden vorliegt.

Wie bei *Syringopora alpina* ist die Koralle im „*Caunopora*“-Stadium verwachsen. Die Radialpfeiler und die horizontalen Fortsätze des Coenesteums sind derartig miteinander verbunden, daß ein ziemlich ununterbrochenes Gewebe entsteht. Daher dürfte es sich um eine *Stromatopora* handeln, deren genauere Struktur nicht beobachtet werden kann. Die Species läßt sich nicht bestimmen, da, wie gesagt, ein Längsschnitt sich nicht anfertigen läßt.

Vorkommen: Unterdevon des Valentin-Tals.

*Stromatoporoidea.*

*Stromatopora* GOLDFUSS.

*Stromatopora celloniensis* n. sp.

Es liegen mehrere, massige Stücke dieser Art vor, die sehr verschiedene Gestalten zeigen. Alle die verschiedenen Erscheinungsformen erweisen jedoch ihre Zusammengehörigkeit durch wesentliche Übereinstimmung der Innenstruktur wie Längs- und Querschliffe zeigen.

Eine Basalthea wurde nicht beobachtet. Ein Querschliff zeigt in der Mitte die abgeschnittenen Enden der dicht zusammenstehenden Radialpfeiler, die eine wohl ausgesprochen gerundete Form zeigen. Infolge der Unebenheit der Laminae erscheint das Bild der horizontalen und transversalen Schliffe zugleich. Der innere Teil des Horizontalschliffes wird von zahlreichen, mehr oder weniger regelmäßigen, konzentrischen, kreisförmigen, den horizontalen Fortsätzen entsprechenden Linien umgeben.

Im Längsschliff erscheinen die Laminae als kleine, horizontale Dornen, die auf den Radialpfeilern sitzen und deren gegenseitiger Abstand etwa  $\frac{1}{3}$  mm beträgt. Das charakteristische Merkmal des Längsschliffes aber sind die senkrecht gestellten, gesonderten, mehr oder weniger geraden Radialpfeiler. Sie sind sehr kräftig entwickelt, so daß ihr Durchmesser größer ist als ihr gegenseitiger Abstand. Von einem Axialkanal wurde keine Spur gefunden. Die Radialpfeiler durchsetzen mehr als 20 aufeinanderfolgende Interlaminarräume ohne Unterbrechung. Die Laminae sind in deutlichen Latilaminae von ungleicher Größe gruppiert, von denen man in einem ca. 18 mm hohen Schliff etwa 6 beobachtet.

Zoöiden-Röhren und Astrorhizen wurden in den zwei gut erhaltenen Schliffen nicht beobachtet.

Die Art ist mit *Stromatopora Beuthi* BARG.<sup>1)</sup> und *Stromatopora Hüpschii* BARG.<sup>2)</sup> aus dem Mitteldevon am nächsten verwandt. Von den beiden genannten Arten unterscheidet sie sich durch die beträchtliche Stärke und den geraderen Verlauf der Radialpfeiler. Außerdem ist sie durch das Zurücktreten der Laminae und das gänzliche Fehlen der Astrorhizen von der ersteren und durch das Fehlen der Axialkanäle von der zweiten Art unterscheidbar.

Vorkommen: 6 Stück aus dem Unterdevon des Cellonkofels.

Die hellen, fast weißen Kalke des Wolayer Thörls und Wolayer Sees haben keine guten Präparate geliefert. Die von dort stammenden Exemplare sind makroskopisch erkennbar, aber mikroskopisch unbrauchbar. Dagegen sind die grauen oder gelblichen, weniger reinen Kalke, wie sie im Valentin-Tal und am Cellonkofel auftreten, durch bessere Erhaltung der Korallenstruktur ausgezeichnet. Andererseits sind gerade hier keine großen Stücke, ebensowenig wie Brachiopoden- und Molluskenschalen, erhalten.

<sup>1)</sup> a. a. O. S. 56.

<sup>2)</sup> a. a. O. S. 62.

*Stromatoporella* NICHOLSON.*Stromatoporella volaica* n. sp.

Die Oberfläche ist nicht mehr erhalten. Im Querschliff sind die Radialpfeiler als kleine Punkte sichtbar, die durch horizontale Fortsätze miteinander in Verbindung treten oder zuweilen vollständig verschmelzen. Da die Laminae der Koralle eine unregelmäßige Erhebung und Depression zeigen, erscheint das Bild eines Längs- und Querschliffes zugleich. Im Längsschliff zeigen sich die horizontalen Laminae als mehr oder weniger wellenförmige, scharf abgegrenzte Linien. Sie sind äußerst dünn und etwa 0,5 mm voneinander entfernt; ihr Durchmesser ist stets geringer als der der Radialpfeiler. Senkrecht zu den Laminae verlaufen die vertikalen, dünnen Radialpfeiler, die sich scheinbar durch niemals mehr als zwei Interlaminarräume fortsetzen. Ihr gegenseitiger Abstand beträgt etwa dasselbe wie ihr Durchmesser — ca. 0,1 mm.

Astrorhizen wurden nicht beobachtet.

Diese Art steht *Stromatoporella stellifera* A. ROEMER<sup>1)</sup> (= *Stromatopora polymorpha stellifera* A. ROEMER) aus dem deutschen Mittel- und Oberdevon am nächsten, da in beiden Fällen die Laminae als deutliche Linien erscheinen. Doch unterscheidet sich die unterdevonische Form durch die scharfe Abgrenzung der Laminae sowie durch beträchtlich geringere Abstände der Radialpfeiler. Außerdem setzen sich die Radialpfeiler durch zwei Interlaminarräume fort, was bei *Stromatoporella stellifera* nicht der Fall ist.

Die in dieser Zeitschrift (1885, 37, S. 117) abgebildete und beschriebene *Stromatopora stellifera* A. ROEMER, die mit *Stromatoporella Eifeliensis* NICHOLSON<sup>2)</sup> sehr nahe verwandt ist, muß, wie mir Herr FRECH freundlichst mitteilt, zu *Stromatoporella* gestellt werden.

Vorkommen: Unterdevon von Wolayer Thörl.

*Clathrodictyon* NICHOLSON and MURIE.*Clathrodictyon carnicum* n. sp.

Es liegt nur ein einziges Stück dieser Art vor, dessen Länge 5,5 mm, Breite 4,5 mm und Höhe 3,5 mm beträgt. Die Struktur ist sehr deutlich aus Längs- und Tangentialschliffen zu ersehen.

<sup>1)</sup> Harz III, S. 27, Taf. 6, Fig. 1; *Stromatopora placenta* A. ROEMER, Harz III, S. 28, Taf. 6, Fig. 7.

<sup>2)</sup> Brit. Stromatoporoids, 1886; Ann. and Mag. Nat. Hist. ser. 5, 17, S. 235, Taf. 8, Fig. 5, 1866.

Ein Tangentialschliff zeigt die Schnittenden der Radialpfeiler, die als kleine, gerundete Punkte die ganze Fläche bedecken. Die horizontalen Fortsätze sind ziemlich regelmäßig quirlförmig.

Im Längsschliff sind die Laminae am deutlichsten. Sie erscheinen als langgestreckte, wohlentwickelte, gerade oder sehr leicht wellige, annähernd parallele Linien, die durch Abstände von etwa  $\frac{2}{3}$  mm voneinander getrennt sind. Senkrecht zu ihnen stehen die vertikalen kurzen Pfeiler, die sich scheinbar nur durch den einen Interlaminarraum fortsetzen, in dem sie ihren Ursprung finden. Meistens aber erscheinen sie nur als kleine Dornen, die auf der Oberseite der Laminae entspringen, nach oben streben und nur sehr wenig über die Laminae hinausragen. Laminae und Radialpfeiler sind sehr dünn. Die letzteren sind ungefähr ebenso weit entfernt wie die Laminae, bald mehr, bald weniger. Die Laminae sind verhältnismäßig sehr eng und erscheinen nur als dünne, zarte Linien. Sie vereinigen sich nicht zu Latilaminae.

Die Astrorhizen sind auf einigen Stellen vorhanden und erreichen in dem größten Falle eine Länge von etwa 7 Laminae und Interlaminarräumen. Ihre Böden sind mäßig entfernt, gebogen und sehr unregelmäßig.

Die Art erweist ihre Zugehörigkeit zu der Gattung *Clathrodictyon* durch die gute Ausbildung der Laminae und die Beschränkung der Radialpfeiler auf einen Interlaminarraum.

Sie ist mit *Clathrodictyon regulare* ROSEN<sup>1)</sup> am nächsten verwandt, von der sie sich durch die unregelmäßigere Ausbildung der Radialpfeiler sehr leicht unterscheidet. Überdies sind die Laminae nicht bei weitem so nahe aneinandergerückt wie bei der silurischen Art, wo statt 3 in einer Höhe von 2 mm, etwa 12 vorkommen. Von *Clathrodictyon striatellum* D'ORBIGNY<sup>2)</sup>, mit dem sie ebenfalls sehr nahe verwandt ist, unterscheidet sie sich durch den geraderen Verlauf der Laminae. Von den anderen Arten der Gattung unterscheidet sich die unsrige durch die Feinheit des Gewebes und das gänzliche Fehlen einer vesiculösen Struktur, die für die silurischen Arten sehr charakteristisch ist.

*Clathrodictyon* ist fast ausschließlich auf das Silur und zwar das Obersilur beschränkt. Die Arten, die in anderen Formationen vorkommen, sind *Clathrodictyon cellulolum* NICHOLSON<sup>3)</sup> aus dem Corniferous Limestone von Canada, eine unbeschriebene Art<sup>4)</sup> aus dem Devon (Mittel-?) von Süd-Devon, *Clathrodictyon*

<sup>1)</sup> Über die Natur der Stromatoporen, S. 74, Taf. 9, Fig. 1—4, 1887.

<sup>2)</sup> a. a. O., Vol. I, S. 51.

<sup>3)</sup> Brit. Stromatoporoids, S. 79, Fig. 11.

<sup>4)</sup> NICHOLSON, a. a. O., S. 79.

*aquisgranense* DANTZ<sup>1)</sup> aus dem Kohlenkalk der Umgebung von Aachen, *Clathrodictyon Montis Casii* FRECH<sup>2)</sup> aus dem Stromatoporenkalk des mittleren Kwenlun, China.

*Clathrodictyon Philoclymenia* FRECH<sup>3)</sup> aus dem Oberdevon ist merkwürdigerweise in einem Exemplar in einer Entfernung von einigen Kilometern von dem Fundort der beschriebenen Art entdeckt worden. Die Art unterscheidet sich durch sehr viel größere Struktur.

Vorkommen: Mittelunterdevon des oberen Valentin-Tals.

### Zusammenfassung.

Wie sich aus der Tabelle ergibt, lassen sich die genau bestimmbaren Formen, oder die, welche ihre Verschiedenheit von schon beschriebenen Formen erkennen lassen, nur zum geringen Teil (etwa 11 von 35) auf schon bekannte Species aus anderen Gebieten beziehen. Für die *Cystiphylliden* und *Favositen* trifft diese Bemerkung am wenigsten zu. Obwohl die meisten Arten dem karnischen Meer eigentümlich sind, überwiegen doch die Species, die auf Beziehungen zu dem deutschen Mitteldevon hindeuten. Wie in den anderen Tierklassen, am ausgeprägtesten wohl bei den *Brachiopoden* und *Crinoiden*, sind die Vorfahren der mitteldevonischen Korallenfauna von Westdeutschland und den sich unmittelbar daranschließenden Gebieten von Belgien und Nordfrankreich nicht in den oberen Helderberger und Hamiltonschichten von Nordamerika, sondern in den unterdevonischen, karnischen Riffkalken zu suchen. So stimmen unter den 35 bestimmbaren und beschriebenen, unterdevonischen Arten nicht weniger als 25 oder ungefähr  $\frac{2}{3}$  entweder mit den mitteldevonischen Formen direkt überein oder stehen diesen am nächsten.

Mit mitteldevonischen Formen verwandt sind:

*Amplexus Frechi* n. sp. (ex aff. *Ampl. hercynicus* A. ROEMER),  
*Columnaria symbiotica* n. sp. (verwandt mit *Columnaria rhenana* FRECH),

*Cyathophyllum vermiculare* GOLDFUSS mut. n. *carnicum*,  
 " *volaicum* n. sp. (ex aff. *Cyath. vermiculare* GOLDF.),  
 " *alpinum* n. sp. (ex aff. *Cyath. dianthus* GOLDF.),  
 " n. sp. (ex aff. *Cyath. dianthus* GOLDF.),  
 " *syringoporoides* n. sp. (ex aff. *Cyath. minus* A. ROEMER),

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 1893, 45, S. 624, Taf. 28, Fig. 1a, b.

<sup>2)</sup> v. RICHTHOFEN, China, V, 1911, S. 55, Taf. 7, Fig. 11a, b.

<sup>3)</sup> Diese Zeitschr. 1885, 37, S. 118.

- Endophyllum carnicum* (ex aff. *End. acanthicum* FRECH),  
 „ sp. ex aff. *End. acanthicum* FRECH,  
*Favosites reticulatus* BLAINV. mut. n. *praecursor*,  
 „ *proasteriscus* n. sp. (ex aff. *Fav. asteriscus* FRECH),  
*Alveolites suborbicularis* LAM. mut. n. *volaicus*,  
 „ (*Caliapora*) *Frechi* n. sp. (ex aff. *Caliapora Battersbyi*  
 M. EDW. et. HAIME),  
*Stromatopora celloniensis* n. sp. (ex aff. *Stromatopora Beuthi*. BARG),  
*Stromatoporella volaica* n. sp. (ex aff. *Stromatoporella stellifera*  
 A. ROEMER),  
*Clathrodictyon carnicum* n. sp. (ex aff. *Clathrodictyon regulare* ROSEN).

Sieht man von den, dem karnischen Meer eigentümlichen Formen ab, so finden sich etwa 10 von den 11 der bisher bekannten Arten in dem Mitteldevon anderer Gebiete. Auch diese Tatsache läßt die oben hervorgehobene Beziehung der unterdevonischen Fauna zu dem Mitteldevon sehr deutlich erkennen.

Die Arten, die sich von den mitteldevonischen Formen kaum oder gar nicht unterscheiden lassen, sind:

- Cyathophyllum helianthoides* GOLDF.,  
 „ cf. *heterophyllum* M. EDW. et HAIME,  
 „ cf. *hallioides* FRECH,  
 „ *dianthus* GOLDF.,  
 „ *macrocystis* FRECH,  
*Cystiphyllum vesiculosum* GOLDF.,  
 „ *cristatum*? FRECH,  
*Favosites Goldfussi* M. EDW. et HAIME,  
 „ *polymorphus* GOLDF.,  
*Striatopora subaequalis* M. EDW. et HAIME.

Demgegenüber besitzen nur die folgenden zwei Arten nähere Beziehungen zu dem Silur:

- Heliolites confinensis* n. sp. (ex aff. *Hel. interstinctus* LINNÉ),  
*Thecia Swinderenana* GOLDF. mut. n. *devonica*, die als einziger Ausläufer der obersilurischen Fauna in dem Unterdevon der Karnischen Alpen aufgefaßt werden könnte.

Die einzige mit den unterdevonischen Schichten anderer Gebiete gemeinsame Art, ist *Aspasmophyllum ligeriense* BARROIS. Auch diese Art deutet auf die nähere Verwandtschaft der unterdevonischen und mitteldevonischen Fauna hin, zumal die einzige andere bekannte Art der Gattung, *Aspasmophyllum philocrinum* F. ROEMER, in dem Eifler Kalk bei Gerolstein vorkommt.

Ein Vergleich mit anderweitigem Unterdevon ist erschwert, hauptsächlich wegen der verschiedenen Facies, von der augen-

scheinlich die Korallen, wie Crinoiden, recht abhängig sind. So enthalten die Sandsteine überall, wie z. B. in Westdeutschland, nur wenige oder fast gar keine Korallen, die sich in reinem Kalk oder tonigen Kalken reichlich einzustellen pflegen. Folglich kommen Korallen in dem schiefrigen oder sandigen Unterdevon der Eifel fast gar nicht vor, während sie in dem allerdings etwas unreinen Kalk des Mitteldevons massenhaft vertreten sind.

Dagegen wurden Korallen aus dem kalkigen Unterdevon des Urals von TSCHERNYSCHEW und aus Böhmen von BARRANDE (POČTA) beschrieben. Da jedoch aus dem Ural im ganzen nur 12 Species beschrieben worden sind, ist ein Vergleich mit diesem Gebiet ziemlich schwierig. Doch sind in der kleinen, 13 Arten umfassenden Faunula, die bis jetzt bekannt ist, nicht weniger als 5 Formen enthalten, die nahe Verwandtschaft mit den karnischen zeigen. Diese sind:

- Cystiphyllum cristatum?* FRECH (Ural, Ostabhang),  
 „ *intermedium* TSCHERNY (Ostabhang). Die karnische Form ist *Cystiphyllum intermedium* mut. n. *densum*,  
*Favosites Goldfussi* M. EDW. et HAIME (Ost- und Westabhang),  
 „ *polymorphus* (Ostabhang),  
*Heliolites interstinctus* LINNÉ (Ostabhang). Die karnische Form ist *Heliolites confinensis* n. sp.

Bemerkenswerter ist jedenfalls die größere Ähnlichkeit der Fauna des karnischen Unterdevons mit der des Urals als der karnischen und der gleichaltrigen Schichten (F<sub>2</sub>) von Böhmen, in denen nur das auch in dem karnischen Meer vorkommende *Aspasmophyllum ligeriense* BARROIS auftritt. Hervorzuheben aber ist, daß die genannte *Aspasmophyllum*-Art, welche in Böhmen und den Karnischen Alpen massenhaft auftritt und in Erbray in einzelnen Exemplaren vorkommt, im Ural fehlt.

Nur insofern, als die unterdevonischen Faunen anderer Gebiete nahe Beziehungen zu dem Mitteldevon zeigen, sind gemeinsame Arten vorhanden. Abgesehen von dem dem Unterdevon eigentümlichen *Aspasmophyllum ligeriense* BARROIS finden sich daher in Erbray nur die mitteldevonischen Formen *Favosites polymorphus* GOLDF. und *Striatopora subaequalis* LAM., die ebenfalls in den Karnischen Alpen gesammelt wurden. Verwandte Formen sind *Amplexus hercynicus* A. ROEMER (karnische Form: *Amplexus Frechi* n. sp.), *Heliolites interstinctus* LINNÉ (karnische Form: *Heliolites confinensis* n. sp.).

Ebenso kommen im Unterdevon von Asturien nur die Formen *Cystiphyllum vesiculosum* GOLDF., *Favosites Goldfussi* M. EDW. et HAIME, *Favosites polymorphus* GOLDF. und *Striatopora subaequalis*



MICH. vor, die neben ihren mitteldevonischen Vorkommen im Unterdevon der Karnischen Alpen auftreten. Verwandte Formen sind *Favosites reticulatus* (Karnische Form: *Favosites reticulatus* BLAINV. var. n. *praecursor*) und *Alveolites suborbicularis* LAM. (Karnische Form: *Alveolites suborbicularis* LAM. mut. n. *volaicus*).

Obwohl in dem Unterdevon der Karnischen Alpen Vertreter von fast sämtlichen Gattungen vorkommen, die im Mitteldevon eine bedeutendere Entwicklung erfahren, wie *Amplexus*, *Aspasmophyllum*, *Zaphrentis*, *Cyathophyllum*, *Endophyllum*, *Cystiphyllum*, *Heliolites*, *Favosites*, *Alveolites*, *Caliapora*, *Striatopora*, *Syringopora* und die *Stromatoporoidea*, ist das Fehlen der mitteldevonischen Gattungen *Calceola*, *Clisiophyllum*, *Diphlohone* und *Mesophyllum* (= *Actinocystis*) bemerkenswert.

Dagegen sind die typischen silurischen Gattungen *Streptelasma*, *Omphyma*, *Goniophyllum*, *Ptychophyllum*, *Stauria*, *Polyorophe*, *Lindströmia* und *Plasmopora* gänzlich verschwunden.

Bemerkenswert ist ferner das ziemlich häufige Auftreten der Stromatoporoiden im Unterdevon dieses Gebietes. Nicht weniger als drei Gattungen, die im Mitteldevon eine außerordentliche Verbreitung haben und an Arten reich sind, sind im Unterdevon der Karnischen Alpen vertreten. Das Fehlen dieser Gattungen in gleichaltrigen sowie in den liegenden und hangenden Schichten von Böhmen ist wohl auf schlechte Erhaltung zurückzuführen.

Nicht ohne Interesse ist das Auffinden des symbiotischen „*Caulonopora*“, da es zweifellos beweist, daß die Lebensbedingungen in den unterdevonischen Meeren ganz ähnlich wie in den späteren mitteldevonischen waren.

Eine Übersicht über die einzelnen Arten und deren Vorkommen in anderen Gebieten des kalkigen Unterdevons oder des Mitteldevons gibt die folgende Tabelle. Nicht mit aufgenommen sind die einzelnen, spezifisch nicht näher bestimmbaren Formen. *Monticulipora* sp. und *Hallia* sp. seien nur als Belege für den Gattungsreichtum erwähnt.

### Litteraturverzeichnis.

- BARGATSKY: Die Stromatoporen des rheinischen Devons. Inaugural-Dissertation. Bonn 1881.  
 BARRANDE: Système Silurien du Centre de la Bohême. Vol. VIII, Tome II. Anthozaires et Aleyonaires. 1902.  
 BARROIS: Recherches sur les Terrains Anciens des Asturies et de la Galice. 1882.  
 BARROIS: Fauna d'Erbray (Loire Inférieure). 1889.  
 J. J. BIGSBY: Thesaurus Siluricus. The Flora and Fauna of the Silurian Period. 1868.

- J. J. BIGSBY: Thesaurus Devonico-carboniferus. The Flora and Fauna of the Devonian and Carboniferous Periods. 1878.
- MILNE EDWARDS et JULES HAIME: Monographie des Polypiers fossiles des terrains paléozoïques. 1851.
- MILNE EDWARDS et JULES HAIME: British Fossil Corals. 1854.
- MILNE EDWARDS: Histoire Naturelle des Coralliaires 3. 1860.
- EICHWALD: Lethaea rossica. Vol. I Sect. 1. 1860.
- R. ETHRIDGE JŮNR.: Description of a proposed New Genus of Rugose Coral (*Mucophyllum*). Records of the Geological Survey of New South Wales. Vol. IV, Part I. 1894.
- F. FRECH: Die Korallenfauna des Unterdevons in Deutschland. Diese Zeitschrift 37, S. 21, 1885.
- F. FRECH: Die Cyathophylliden und Zaphrentiden des deutschen Mitteldevons. Paläontologische Abhandlungen W. DAMES und E. KAYSER 3, Heft 3, 1886.
- F. FRECH: Die paläozoischen Bildungen von Cabrières (Languedoc). Diese Zeitschr. 39, S. 360, 1887.
- F. FRECH: Über die Altersstellung des Grazer Devons. Mitteilungen d. naturw. Vereins für Steiermark S. 3, 1887.
- F. FRECH: Über das Devon der Ostalpen. Diese Zeitschr. 39, S. 659, 1887.
- F. FRECH: Über das rheinische Unterdevon und die Stellung des „Hercyn“. Diese Zeitschr. 41, S. 175, 1889.
- F. FRECH: Die Karnischen Alpen. 1894.
- F. FRECH: Über unterdevonische Korallen aus den Karnischen Alpen. Diese Zeitschr. 48, S. 191, 1896.
- F. FRECH: Lethaea palaeozoica. Bd. II, 1897—1902.
- F. FRECH: China, Ergebnisse eigener Reisen und darauf gegründeter Studien von Ferdinand Freiherrn v. RICHTHOFEN. Bd. V, 1911.
- GOLDFUSS: Petrefacta Germaniae. Bd. I, 1826—33.
- JAMES HALL: Natural History of New-York. Vol. II, 1852.
- JAMES HALL: Illustrations of Devonian Fossils. 1876.
- E. KAYSER: Neue Fossilien aus dem rheinischen Devon. Diese Zeitschr. 24, S. 653. 1872.
- MC. COY: British Palaeozoic Fossils. 1855.
- H. ALLEYNE NICHOLSON: Tabulate Corals of the Palaeozoic Period. 1879.
- H. ALLEYNE NICHOLSON: On some new or imperfectly known Species of Corals from the Devonian Rocks of France. Ann. and Mag. of Nat. Hist. Ser. V Vol. VII, S. 14, 1881.
- H. ALLEYNE NICHOLSON: A Monograph of the British Stromatoporoïds. 1886—1892.
- D'ORBIGNY: Prodrome de Paléontologie Stratigraphique Tome III. 1852.
- QUENSTEDT: Petrefactenkunde Deutschlands. Die Röhren- und Sternkorallen. 1881.
- F. RÖMER: Geologie von Oberschlesien. 1870.
- F. RÖMER: Eine neue devonische Korallengattung aus der Eifel. Schles. Ges. für vaterl. Kultur, 1879. S. 184.
- F. RÖMER und FR. FRECH: Lethaea palaeozoica Bd. I, 1880—97.
- F. A. RÖMER: Beiträge zur Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges. Palaeontographica Bd. 3, 5, 9, 13.
- F. v. SANDBERGER: Über die Entwicklung der unteren Abteilung des devonischen Systems in Nassau. 1889.
- SCHLÜTER: Anthozoen des rheinischen Mitteldevons. 1889.
- Th. TSCHERNYSCHEW: Die Fauna des unteren Devons am Westabhang des Urals. Mémoires du Comité Géologique Vol. III, Nr. 1, 1885.

- Th. TSCHERNYSCHEW: Beschreibung des Central-Urals und des Westabhanges. Allgemeine geologische Karte von Rußland, Blatt 139. Mémoires du Comité Géologique Vol. III, Nr. 4, 1889.
- Th. TSCHERNYSCHEW: Die Fauna des unteren Devons am Ostabhang des Urals. Mémoires du Comité Géologique Vol. IV, No. 3, 1893.
- WEISSERMEL: Die Korallen der Silurgeschiebe Ostpreußens und des östlichen Westpreußens. Diese Zeitschr. 46, S. 580, 1894.

## A n h a n g.

### Obersilurische Korallen vom Westabhang des Findenigkofels bei Paularo.

#### *Tetracoralla.*

#### *Cyathophyllidae.*

#### *Cyathophyllum.*

#### *Cyathophyllum articulatum* WAHLENBERG.

- 1821 *Madroporites articulatus* WAHLENBERG. Nova Acta Soc. Upsala I, 8, S. 87.
- 1840 *Cyathophyllum caespitosum* EICHWALD. Sil. System in Esthland, S. 203.
- 1850 *Cyathophyllum caespitosum* D'ORBIGNY. Prodr. de Paléontologie Bd. I, S. 47.
- 1851 *Strepodes Craigensis* MC. COY. Brit. Palaeoz. Corals S. 30, Taf. 1c., Fig. 10.
- 1851 *Cyathophyllum articulatum* M. EDW. et HAIME. Polypiers foss. des terr. paléoz., S. 377.
- 1854 *Cyathophyllum articulatum* idem. Brit. Foss. Corals, S. 282, Taf. 67, Fig. 1, 1a.
- 1858 *Cyathophyllum articulatum* FR. SCHMIDT. Unters. über d. Silurformation, S. 233.
- 1860 *Cyathophyllum articulatum* M. EDWARDS. Hist. nat. des Cor. Bd. 3, S. 377.
- 1860 *Cyathophyllum articulatum* EICHWALD. Lethaea rossica, S. 536.
- 1873 *Cyathophyllum articulatum* DYBOWSKI. Rugosa Corals, S. 21, Taf. 3, Fig. 1, a, b.
- 1882 *Cyathophyllum articulatum* LINDSTRÖM. Silur aus Nord-Rußland und Sibirien, S. 16.
- 1883 *Cyathophyllum articulatum* F. RÖMER. Lethaea palaeozoica, S. 335, Taf. 10, Fig. 2.
- 1894 *Cyathophyllum articulatum* WEISSERMEL. Korallen d. Silurgeschiebe Ostpreußens. Diese Zeitschr. S. 589, Taf. 47, Fig. 1.

Die Koralle ist einfach und zylindrisch. Da kein Exemplar vollständig erhalten ist, ist es unmöglich, die Größenverhältnisse der Koralle festzustellen. Der Durchmesser des größten, vorliegenden Stückes beträgt etwa 2 cm. Die meist durch Verwitterung zerstörte Theca ist sehr dünn und ziemlich undeutlich längsgestreift. Anwachswülste treten nicht hervor.

Bei einem Exemplar sind zwei die Mitte genau schneidende, entgegenstehende Seitensepten miteinander derart verwachsen, daß sie in einer ununterbrochenen Linie fortlaufen. Dieses Merkmal kommt auch bei anderen, silurischen Arten vor, beispielsweise bei *Cyathophyllum pachyphylloides* LINDSTRÖM<sup>1)</sup> und *Cyathophyllum densum* LINDSTRÖM<sup>2)</sup>. Es sind im ganzen 32 + 32 Septen vorhanden. Sie stoßen nicht mit den zwei vereinigten Seitensepten zusammen, sondern sind undeutlich fiederstellig angeordnet und verlaufen geradlinig bis zur Mitte, ohne sich zu einer Pseudocolumelle zu verschlingen. Zwischen die Primärsepten schieben sich die ebenfalls zierlichen und dünnen Septen zweiter Ordnung ein. Alle Septen sind durch sehr feine Dissepimente verbunden. Die Septen zweiter Ordnung sind nur  $\frac{2}{3}$  so lang wie die erster Ordnung.

Die Bestimmung gründet sich auf Vergleich mit mehreren sich in den Breslauer Sammlungen befindenden Exemplaren aus dem Obersilur von Wisby.

### *Tabulata.*

#### *Favositidae.*

##### *Favosites.*

##### *Favosites Forbesi* M. EDW. et HAIME.

- 1829 *Calamopora basaltica* (pars) GOLDFUSS. Petref. Germ. Vol. I, S. 78, Taf. 26, Fig. 4b.  
 1850 *Favosites Gothlandica* D'ORBIGNY. Prodr. de Paléontologie Tome I, S. 48.  
 1851 *Favosites Forbesi* M. EDW. et HAIME. Polypiers foss. des terr. paléoz. S. 238.  
 1854 *Favosites Forbesi* iidem. Brit Foss. Corals, S. 258, Taf. 60, Fig. 2a—g.  
 1860 *Favosites Forbesi* MILNE EDWARDS. Hist. nat. des Cor. Vol. III, S. 253.  
 1860 *Calamopora Forbesi* EICHWALD. Lethaea rossica I, 1, S. 468.  
 1868 *Favosites Forbesi* LINDSTRÖM. v. RICHTHOFEN China IV, S. 53.  
 1876 *Favosites tuberosus* ROMINGER. Geol. Survey of Michigan. Lower Peninsula, S. 31, Taf. 9, Fig. 1, 2.  
 1879 *Favosites Forbesi* NICHOLSON. Tabulate Corals, S. 56, Taf. 1, Fig. 1—7, Taf. 2, Fig. 1—3, Taf. 3, Fig. 1—3.  
 1881 *Favosites Forbesi* NICHOLSON. Species from Devonian Rocks of France, S. 21.

Die sehr stark verwitterten, verkieselten Stücke besitzen regelmäßige, polygonale Kelche mit einem Durchmesser von

<sup>1)</sup> Obersilurische Korallen von Tschau-Tien. v. RICHTHOFEN, China, Bd. IV, Taf. 6, Fig. 6.

<sup>2)</sup> a. a. O., Taf. 6, Fig. 3.

2—5 mm. Sie zeigen keine Spur von Septen und die Wandporen sind nur an einigen Stellen zu sehen, wo sie sich als klein, mittelständig und einreihig zeigen.

Die sehr wohl entwickelten Böden sind wagerecht und dicht gedrängt, so daß 9 oder 10 in einer Entfernung von 5 mm liegen.

Trotz der von den gotländischen Exemplaren abweichenden Erhaltung stimmen die beschriebenen Stücke mit diesen in der Form und Ungleichheit des Kelchdurchmessers sehr gut überein, so daß an der Richtigkeit der Bestimmung kaum ein Zweifel bleibt. Die mir vorliegenden Gotländer Stücke sind von LINDSTRÖM selbst als *Favosites Forbesi* bestimmt.

Vorkommen: Die Stücke stammen nicht von Paularo, wo FRECH zuerst die obersilurischen Korallen beschrieben hat, sondern von Cellonkofel, dessen Gebirgsmasse ebenfalls aus Silur besteht. Bisher war von Cellonkofel nur der obersilurische Orthoceraskalk bekannt. Dieses Vorkommen obersilurischer Korallen ist somit neu. Es liegt etwa 6—8 km von Paularo entfernt.

#### *Alveolites.*

##### *Alveolites Labechei* M. EDW. et J. HAIME.

- 1840 *Calamopora spongites* EICHWALD. Sil. System in Esthland S. 197.  
 1851 *Alveolites Labechei* M. EDW. et J. HAIME. Polypiers Foss. des terr. paléoz. S. 257.  
 1851 *Alveolites Grayi*. Ibid. S. 258.  
 1854 *Alveolites Labechei* M. EDW. et J. HAIME. Brit. Foss. Corals S. 262, Taf. 61, Fig. 6a—b.  
 1854 *Alveolites Grayi* idem. Ibid. S. 262, Taf. 61, Fig. 2—2a.  
 1858 *Alveolites Labechei* FR. SCHMIDT. Untersuchungen über d. Sil. Form. v. Esthland S. 229.  
 1860 *Alveolites Labechei* M. EDWARDS. Hist. nat. des Cor. 3, S. 265.  
 1879 *Alveolites Labechei* A. NICHOLSON. Tab. Corals S. 128, Taf. 6, Fig. 3—3a.  
 1883 *Alveolites Labechei* F. RÖMER. Lethaea palaeozoica S. 442.  
 1894 *Alveolites Labechei* FRECH. Karnische Alpen S. 233.

Die vorliegenden Stücke sind vollständig verkieselt. Die Erhaltung ist infolgedessen nicht besonders gut und eine Untersuchung der Innenstruktur im Dünnschliff unmöglich, da verkieselte Stücke sich zur Herstellung solcher Schcliffe nicht eignen. Doch läßt sich folgendes beobachten:

Der Korallenstock besteht aus aneinanderliegenden, eng zusammengedrängten Polypen. Sie sind sehr dünnwandig und besitzen nur geringen Durchmesser. Sie münden mit schiefstehenden, kleinen, unregelmäßig halbmondförmigen Kelchen, so daß die Form eines schiefverzerren Dreiecks entsteht. Auf

der längeren Seite des Dreiecks beobachtet man zuweilen Septaldornen. Hingegen sind Poren und Böden durch die ungünstige Erhaltung verwischt.

*Caliapora* SCHLÜTER.

*Alveolites (Caliapora) carnicus* n. sp.

Der vorliegende Stock, dessen Struktur größtenteils verkieselt ist, besteht aus zahlreichen, fest aneinanderliegenden Individuen. Ihr Durchmesser beträgt ca 1 mm, selten weniger.

Im Längsschliff sind die Zellenwände sehr schön zu erkennen. Die Böden sind ebenfalls gut ausgebildet; ihr gegenseitiger Abstand beträgt etwa 1 mm. Die für die Untergattung charakteristischen, gebogenen, dornenähnlichen Vorsprünge gehen von der Wand aus und sind stets nach innen und aufwärts gerichtet. Die Dornen sind dicker an der Anwachsstelle als an der freien Spitze. Die Entfernung zwischen je zwei Dornen ist an der Abzweigungsstelle sehr gering, etwa 0,5 mm. Die Dornen selbst sind etwas länger als ihr gegenseitiger Abstand und reichen etwas über die Mittellinie der Kelche hinaus. In der Mitte stoßen sie nicht zusammen, sondern alternieren. Die obige Beschreibung der Dornen trifft nur dann zu, wenn der Schnitt genau durch die Mitte der Zellen läuft. Die Lage des Schnittes und das entsprechende Bild wurde von SCHLÜTER<sup>1)</sup> in seiner Beschreibung von *Alveolites (Caliapora) Battersbyi* M. EDW. et HAIME ausführlich auseinandergesetzt.

Dieses einzige Exemplar entspricht der Beschreibung von *Alveolites (Caliapora) Battersbyi* aus dem deutschen und englischen Mitteldevon fast genau und läßt sich kaum von der genannten Art unterscheiden. Von der mitteldevonischen Form ist die unterdevonische nur durch ein einziges Merkmal zu unterscheiden. Dieses Merkmal ist die erheblich geringe Ausbildung der Dornen bei dem karnischen Stück. Von der dritten Art der Gattung *Alveolites (Caliapora) Frechi* unterscheidet sich die beschriebene Art durch den größeren Durchmesser der einzelnen Individuen sowie die geringe Ausbildung der Poren.

*Monticulipora* D'ORBIGNY.

*Diplotrypa* NICHOLSON.

*Monticulipora (Diplotrypa) petropolitana* PANDER.

1830 *Favosites petropolitanus* PANDER. Beiträge zur Geognosie des russischen Reiches S. 105, Taf. 1, Fig. 6, 7, 10, 11.

<sup>1)</sup> Anthozoen des rheinischen Mitteldevons, S. 95.

1877 *Dianulites petropolitanus* DYBOWSKI. Die Chaetetiden S. 24, Taf. 1, Fig. 4 u. 5.

1879 *Monticulipora petropolitana* NICHOLSON. Palaeoz. Tabulate Corals S. 313, Taf. 13, Fig. 3—3c.

1881 *Monticulipora (Diplotrypa) petropolitana* NICHOLSON. Palaeoz. Corals — *Monticulipora* S. 156, Fig. 30.

Zwei kleine, zierliche Exemplare liegen vor, deren Skelett verkieselt ist und deren Ausfüllung aus Kalk besteht. Das kleine Stück beträgt ca 20 mm, das große 3,5 cm, doch handelt es sich in beiden Fällen um Bruchstücke.

Die Röhren sind regelmäßig polygonal, fünf- oder sechsseitig und liegen dicht aneinander. Ihr Durchmesser ist bei dem kleinen Stück so gering, daß ungefähr 12—16 Röhren im Raum von 5 mm liegen, so daß sie etwas kleiner als die gotländischen Formen sind. Auf dem Vertikalschnitt sind die Kelche parallel gestellt, kleinere schieben sich dazwischen ein und dürften als jüngere Individuen aufgefaßt werden. Sowohl große wie kleine Individuen sind mit zahlreichen, zusammengedrängten Böden ausgestattet, deren Abstände ca  $\frac{1}{4}$  mm betragen.

Mit vorliegenden, von F. RÖMER bestimmten Exemplaren von *Monticulipora petropolitane* aus dem Geschiebe von Sadewitz zeigen diese zwei kleinen Stücke eine große Ähnlichkeit. Doch läßt sich die Bestimmung nicht ganz sicher ausführen, erstens da die Sadewitzer Stücke viel höher liegen als die von Pander aus dem Untersilur bei Petersburg beschriebenen Exemplare, zweitens da diese verkieselten, karnischen Stücke sich zur Anfertigung von Dünnschliffen nicht eignen.

Vorkommen: Aus dem obersilurischen Korallenkalk vom Südabhang des Findenig—Kofels.

#### *Actinostroma* NICHOLSON.

##### *Actinostroma intertextum* NICHOLSON.

1886 *Actinostroma intertextum* NICH., Brit. Stromatoporoids S. 76, Fig. 10.

1889 *Actinostroma intertextum*, ibid. S. 138, Fig. 8—11.

1894 *Actinostroma intertextum* FRECH, Karnische Alpen S. 233.

Die Gestalt der vorliegenden, verkieselten Exemplare ist halbkugelig. Das größte Stück hat ca. 7 cm Länge und 3,5 cm Höhe. Das Coenenchym besteht aus undeutlich gesonderten, verhältnismäßig dicken Radialpfeilern, welche zahlreiche, in regelmäßigen Abständen horizontale, strahlenförmig angeordnete Fortsätze aussenden, die derart miteinander verschmelzen, daß im Vertikalschnitt rechtwinklige Maschen entstehen. Die Radialpfeiler durchsetzen mehrere, aufeinanderfolgende Lamellen und Interlamellenräume und sind nicht auf

einen Interlamellenraum beschränkt. Es ist mir gelungen, Radialpfeiler zu verfolgen, die sich durch 15 Interlaminarräume setzen. Sehr wahrscheinlich reichen sie durch bedeutend weitere Strecken, da es unmöglich ist, eine große Fläche zu finden, die den Radialpfeilern genau parallel läuft; denn die letzteren selbst sind mehr oder weniger zirkulär gebogen.

Die Oberfläche ist mit sehr winzigen, zusammengedrängten Höckerchen bedeckt, die den oberen Enden der Pfeiler entsprechen. Das Gewebe ist außerordentlich fein, denn die Radialpfeiler sind nur  $\frac{1}{4}$  mm voneinander entfernt. Die Abstände der konzentrischen Laminae sind etwa ebenso klein wie die der Radialpfeiler. Die letzteren bestehen aus einem sehr porösen und feinverzweigten Gewebe. Im Bau dominieren die vertikalen Elemente über die horizontalen Lamellen. Trotz der größeren Dicke der Vertikalsäule aber macht sich die horizontale Struktur durch die Verwitterung sehr deutlich bemerkbar; denn durch die letztere sind ziemlich große Klüfte entstanden, die der Basis und den Lamellen parallel gestellt sind. Der fast regelmäßige Abstand dieser Lagen — etwa 5 mm — ist wahrscheinlich durch Verschiedenheit der Verwitterung verursacht.

Nach NICHOLSON unterscheidet sich *Actinostroma intertextum* von den anderen Arten der Gattung durch die Feinheit der Radialpfeiler und die lose, netzförmige Struktur der Laminae.

#### Verzeichnis der Arten des unterdevonischen Riffkalkes.

		Böhen	Erbray	Ural	Andere Fundpunkte
Bd. 46	<b>Trilobita</b>				
S. 448 Taf. 30 Fig. 1 a, b	<i>Calymene reperta</i> OEHL.	—	+	—	
„ 448 „ 30 „ 4	<i>Harpes venulosus</i>				
	CORDA	+	+	—	
„ 449 „ 30 „ 4	<i>Cyphaspis hydrocephalus</i> A. ROEMER	+	—	—	Scheerenstieg (Harz)
	<i>Bronteus</i> sp.	—	—	—	
	<i>Acidaspis</i> sp.	—	—	—	
	<i>Proetus</i> cf. <i>orbitatus</i> BARR.	—	—	—	
	<i>Proetus</i> sp.	—	—	—	
	<i>Cheirurus gibbus</i> BEYR.	+	—	—	G <sub>1</sub>
	„ <i>Sternbergi</i> BARR.	+	+	—	G <sub>1</sub> Harz
„ 450 „ 33 „ 4 a, b	<i>Phacops Sternbergi</i> BARR.	—	—	—	G <sub>1</sub>



		Böhmen	Erbray	Ural	Andere Fundpunkte
	<b>Cephalopoda</b>				
S. 450 Taf. 30 Fig. 3	<i>Cyrtoceras pugio</i> BARR.	—	—	—	F <sub>1</sub>
„ 450 „ 30	<i>Orthoceras discretum</i> BARR.	+	—	—	
„ 452 „ 30 „ 5a, b	„ <i>volajae</i> FRECH	—	—	—	
	<b>Gastropoda</b>				
* <sup>1)</sup> S. 118 Taf. 11 Fig. 2a, b	<i>Palaeoscurria? capuliformis</i> SPITZ				—
*S. 119	<i>Philhedra epigonus</i> FRECH				—
„ 473 „ 36 „ 4a, b					—
* „ 121 „ 11 „ 4a, b	<i>Bellerophon altemontanus</i> Sp.				—
* „ 120 „ 11 „ 13a, b	„ <i>angustomphalus</i> SPITZ				—
* „ 120 „ 11 „ 6a, b	„ <i>equisitus</i> SPITZ				—
* „ 119 „ 11 „ 8, 9	„ <i>heros</i> nov. nom. SPITZ				—
* „ 122 „ 11 „ 14	„ <i>telescopus</i> FRECH				—
„ 461 „ 33 „ 6a, b	„ <i>Hintzei</i> nov. nom. FRECH				—
„ 460 „ 33 „ 7a—d	„ <i>iners</i> SPITZ				—
* „ 121 „ 11 „ 12a, b	<i>Zonidiscus carnicus</i> Sp.				—
* „ 125 „ 11 „ 5	„ <i>Geyeri</i> nov. nom. FRECH				—
* „ 125 „ 11 „ 7	„ <i>fortis</i> BARR. var. <i>alpina</i> SPITZ				—
„ 463 „ 34 „ 2a—c	„ <i>parvus</i> SPITZ				—
* „ 123 „ 11 „ 15—17	„ <i>involutus</i> FRECH				—
* „ 122 „ 11 „ 10a, b	„ <i>insectus</i> FRECH				—
„ 462 „ 33 „ 3a—b	<i>Pleurotomaria carnica</i> FRECH				—
„ 462 „ 33 „ 1a—d	„ <i>euomphaloides</i> SPITZ.				—
* „ 130 „ 12 „ 9a—b	„ <i>Frechi</i> SPITZ				—
* „ 130 „ 12 „ 10—11	„ <i>coluber</i> BARR. var. <i>alpina</i> SPITZ				—
* „ 134 „ 12 „ 1—3	„ <i>Grimburgi</i> FRECH				—
* „ 130 „ 12 „ 8	„ <i>italica</i> SPITZ				—
* „ 128 „ 12 „ 6—7	„ <i>evoluta</i> FRECH				—
„ 452 „ 30 „ 2a—b					—
* „ 132 „ 12 „ 4					—
* „ 131 „ 12 „ 12—13					—

<sup>1)</sup> Die mit einem Stern bezeichneten Arten stammen aus der Spitzschen Monographie: Die Gastropoden des karnischen Unterdevons. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, 42, 1907.

				Böhmen	Erbray	Ural	Andere Fund- punkte
S. 455 Taf. 31 Fig. 3a—d							
*,, 126	„ 11	„ 24	<i>Pleurotomaria labrosa</i> HALL var. <i>alpina</i> SPITZ				—
*,, 134	„ 12	„ 14—15	„ <i>paradoxa</i> FRECH				—
„ 459	„ 34	„ 6a—e	„ <i>quadrata</i> SPITZ				—
*,, 132	„ 11	„ 22	„ <i>Taramellii</i> SPITZ				—
*,, 126	„ 11	„ 23	„ <i>trochiformis</i> SPITZ				—
*,, 132	„ 11	„ 19	„ <i>trochiformis</i> SPITZ				—
*,, 134	„ 13	„ 2	<i>Euomphalopterus bi-</i> <i>carinatus</i> SPITZ				—
*,, 136	„ 13	„ 11—13	<i>Euomphalus ater</i> SPITZ				—
*,, 138	„ 13	„ 4, 5	„ <i>carnicus</i> FRECH				—
*,, 135	„ 13	„ 12—20	„ <i>Kokeni</i> SPITZ				—
*,, 137	„ 13	„ 6—8	„ <i>lituities</i> SPITZ				—
*,, 137	„ 13	„ 17	„ <i>monticola</i> SPITZ				—
*,, 136	„ 13	„ 14	„ <i>solutus</i> SPITZ				—
*,, 142	„ 13	„ 3	<i>Cyclonema immersum</i> SPITZ				—
*,, 141	„ 13	„ 21	„ <i>persimile</i> SPITZ				—
„ 464	„ 35	„ 1a—d					
*,, 143			<i>Trochus alpinus</i> FRECH				—
*,, 466	„ 34	„ 1a—b	„ <i>Annae</i> FRECH				—
*,, 143	„ 14	„ 6—8	„ <i>conspicuus</i> SPITZ				—
*,, 466	„ 34	„ 3a—e	„ <i>Scupini</i> SPITZ				—
*,, 145	„ 14	„ 14—15	„ <i>Stachei</i> SPITZ				—
*,, 144	„ 14	„ 3	„ <i>vilis</i> Spitz				—
*,, 144	„ 14	„ 12	<i>Murchisonia altevittata</i> SPITZ				—
*,, 144	„ 14	„ 2	„ <i>concava</i> SPITZ				—
*,, 151	„ 15	„ 9	„ <i>convexa</i> SPITZ				—
*,, 148	„ 14	„ 11	„ <i>Davyi</i> BARR. var. <i>alpina</i> SPITZ				—
*,, 150	„ 14	„ 13	„ <i>Kayseri</i> SPITZ				—
*,, 147	„ 15	„ 1—2	„ <i>fornicata</i> SPITZ				—
*,, 146	„ 15	„ 8	„ <i>rotundata</i> nov. nom. SPITZ				—
*,, 150	„ 14	„ 18—19	„ <i>semiornata</i> Sp.				—
*,, 149	„ 14	„ 10	<i>Loxonema ingens</i> FRECH				—
*,, 146	„ 14	„ 20	„ <i>magnificum</i> Sp.				—
*,, 152	„ 14	„ 17	„ <i>rectangulare</i> Sp.				—
„ 466	„ 35	„ 2a—b					—
*,, 152	„ 14	„ 16					—
*,, 151	„ 15	„ 3, 4					—

		Böhmen	Erbray	Ural	Andere Fundpunkte
*S. 153		<i>Macrochilina Frechi</i>			
„ 468	Taf. 35 Fig. 4a—b	SPITZ			—
*, 153		„ ? <i>subtilis</i> SPITZ			—
*, 468	„ 35 „ 6a—c				
*, 154	„ 14 „ 23—26	<i>Holopella enantiomorpha</i> FRECH			—
*, 467	„ 35 „ 3a—c	„ ? <i>incerta</i> SPITZ			—
*, 155	„ 14 „ 4, 5	„ <i>dilatata</i> SPITZ			—
*, 154	„ 14 „ 22	<i>Naticopsis ? gracilis</i> SPITZ			—
*, 156	„ 15 „ 17—19	„ ? <i>minima</i> SPITZ			—
*, 156	„ 15 „ 29	<i>Turbonitella Verae</i> FRECH			—
*, 156					
„ 476	„ 36 „ 1a—c	<i>Hercynella bohémica</i> BARR. var.			—
*, 167	„ 16 „ 10	„ <i>plana</i> SPITZ			—
*, 163	„ 16 „ 2—3	„ <i>carnica</i> SPITZ			—
*, 159	„ 15 „ 10	<i>Strophostylus decipiens</i> SPITZ			—
*, 159	„ 15 „ 30	„ <i>Pernerii</i> SPITZ			—
*, 161	„ 15 „ 24	<i>Platyceras Holzapfeli</i> SPITZ			—
*, 160	„ 15 „ 35	„ <i>Oehlerti</i> SPITZ			—
*, 162	„ 15 „ 33	<i>Orthonychia nuda</i> SPITZ			—
*, 165	„ 15 „ 20	„ <i>obliquistriata</i> SPITZ			—
*, 166	„ 15 „ 40	„ <i>obliquesulcata</i> SPITZ			—
*, 166	„ 15 „ 39	„ <i>obliquesulcata</i> SPITZ var. <i>scabiosa</i> SPITZ			—
*, 166	„ 15 „ 38	„ <i>planidorsata</i> SP.			—
*, 168	„ 16 „ 11, 12	<i>Tubina Geyeri</i> SPITZ			—
*, 169	„ 16 „ 1	<i>Cuniaria uneca</i> SPITZ			—
<b>Vermes</b>					
S. 169	Taf. 34 Fig. 7	<i>Cornulites devonicus</i> FRECH	—	—	—
<b>Lamellibranchiata</b>					
<b>Bd. 57</b>					
S. 93	Taf. 5 Fig. 22	<i>Aviculopecten (Pterinopecten) Niobe</i> BARR. var.	+	—	—
„ 94	„ 5 „ 9	<i>Avicula scala</i> mut. <i>devonica</i> FRECH	—	—	—
„ 95	„ 5 „ 7, 8	„ <i>palliat</i> a BARR.	+	—	—
„ 96	„ 5 „ 4, 5	<i>Pterinea (?) postcostatula</i> SCUPIN	—	—	Unter-Helderterg.

		Böhmen	Erbray	Ural	Andere Fundpunkte
S. 98 Taf. 6 Fig. 2	<i>Amphicoelia europaea</i> FRECH	—	—	—	
„ 98 „ 5 „ 3	<i>Myalina declivis</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 99 Textfigur 1	<i>Myalinoptera alpina</i> FRECH	—	—	—	
„ 100 Taf. 6 Fig. 3, 4	<i>Ctenodonta Frechi</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 101 „ 6 „ 11	<i>Cypricardella discoidea</i> BARR. sp.	+	—	—	
„ 101 Textfigur 2	<i>Cypricardinia</i> aff. <i>squamosa</i> BARR.	—	—	—	
„ 102 Taf. 6 Fig. 8	<i>Praelucina Beushauseni</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 104 Textfigur 3	<i>Chaenocardiola Holzapfeli</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 105	<i>Conocardium bohemicum</i> var. <i>longula</i> BARR.	+	+	?	
„ 106 Taf. 6 Fig. 10	„ <i>nucella</i> BARR.	+	+	—	
„ 107 „ 6 „ 9	„ <i>artifex</i> BARR.	+	—	—	
„ 109 „ 6 „ 5	„ <i>quadrans</i> BARR.	+	+	—	
„ 109 „ 6 „ 6	„ <i>volaicum</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 110 „ 6 „ 7	„ <i>Stachei</i> SCUPIN	—	—	—	
Bd. 58	<b>Brachiopoda</b>				
S. 213 Textfigur 4	<i>Chonetes subgibbosa</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 215 Taf. 11 Fig. 7, 8	„ <i>embryo</i> BARR.	e <sub>2</sub> —g <sub>2</sub>	—	—	
„ 216 „ 2 „ 7, 8	<i>Strophomena rhomboidalis</i> WILCK.	+	+	+	Harz
„ 216	„ <i>Stephani</i> BARR.	+	—	—	Harz
„ 216 „ 11 „ 1, 2	„ <i>Phillipsi</i> BARR.	e <sub>2</sub> —g <sub>2</sub>	—	—	
„ 217 „ 11 „ 3, 4	„ <i>Frechi</i> SCUPIN	—	—	—	Harz
„ 218 Textfigur 5	„ cf. <i>convoluta</i> BARR.	+	—	—	
„ 220 „ 12 Fig. 9	<i>Dalmanella praecursor</i> BARR. sp.	+	—	—	
„ 221 „ 12 „ 6, 8	„ <i>praecursor</i> var. <i>sulcata</i> SCUPIN	—	—	—	—
„ 221 „ 12 „ 4	„ <i>occlusa</i> BARR.	?	—	—	
„ 222 „ 12 „ 7	„ <i>palliat</i> a BARR.	+	+	+	Harz
„ 223 „ 11 „ 6	„ <i>Fritschii</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 223 Textfigur 7	„ aff. <i>subcarinata</i> HALL	—	—	—	
„ 224 „ 8	„ nov. spec. SCUPIN	—	—	—	Cabrières?
„ 226 „ 9	<i>Rhynchonella</i> ? <i>Thetis</i> BARR. sp.	e <sub>1</sub> —g <sub>3</sub>	—	—	Greifenstein
„ 228 Taf. 11 Fig. 9, 10	„ <i>pentagonalis</i> Sc.	—	—	—	

		Böhmen	Erbray	Ural	Andere Fundpunkte
S. 229 Taf. 12 Fig. 2	<i>Rhynchonella cognata</i> BARR.	+	+	—	Harz
„ 230 „ 13 „ 2	„ <i>aff. monas</i> BARR.	—	—	—	
„ 231 „ 13 „ 1	„ <i>lynx</i> BARR. sp.	e <sub>2</sub>	—	—	
„ 232 Textfigur 10	„ <i>aff. simulans</i> BARR.	—	—	—	
„ 233 Textfigur 11, 12	„ <i>carinthiaca</i> SPITZ	—	—	—	
„ 234 „ 13, 14	„ <i>Spitzi</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 236 „ 15	„ <i>volaica</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 236 Taf. 11 Fig. 12, 13	„ <i>nympha</i> BARR.	e <sub>2</sub> —g <sub>1</sub>	+	+	
„ 236 „ 12 „ 3, 5	et var.	—	—	—	
„ 238 „ 13 „ 6	„ <i>Proserpina</i> BARR.	+	—	—	Harz
„ 239	„ <i>Amalthea</i> BARR.	+	—	—	
„ 239 „ 12 „ 1	„ <i>Latona</i> BARR.	+	—	—	
„ 240 „ 13 „ 3—5, 7	„ <i>postmodica</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 243 „ 13 „ 8	„ <i>pseudopugnus</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 244 „ 14 „ 1, 2	„ nov. spec. SCUPIN	—	—	—	
„ 245 „ 14 „ 3	„ <i>princeps</i> BARR.	e <sub>2</sub> —g <sub>1</sub>	+	+	Harz Cabrières? Kellerwald
„ 246 „ 14 „ 6, 8, 12	„ <i>carnica</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 248 „ 14 „ 10	„ <i>carnica</i> var. ?	—	—	—	
„ 248 „ 14 „ 4, 7, 9	„ <i>Bureaui</i> BARROIS	—	+	—	
„ 250 Textfigur 16	„ nov. spec. SCUPIN	—	—	—	
„ 251	<i>Pentamerus galeatus</i> DALM.	+	+	+	Harz
„ 251 Taf. 15 Fig. 5	„ <i>pelagicus</i> BARR.	e <sub>2</sub>	—	—	
„ 252 „ 14 „ 5	„ <i>pseudogaleatus</i> HALL	—	—	—	Unter-Heldenberg
„ 252 „ 14 „ 11	„ <i>optatus</i> BARR.	e <sub>2</sub> —f <sub>2</sub>	+	+	Greifenstein
„ 254 „ 15 „ 4	„ <i>Sieberi</i> v. BUCH	+	+	—	Cabrières
„ 254 „ 15 „ 2	„ <i>Janus</i> BARR.	f <sub>1</sub>	—	—	Harz
„ 256 „ 15 „ 1	„ <i>integer</i> BARR.	e <sub>2</sub> —f <sub>2</sub>	+	+	Greifenstein
„ 257 „ 15 „ 3	„ <i>integer</i> BARR. var.	—	—	—	
„ 257 „ 15 „ 6	„ <i>procerulus</i> BARR.	+	—	—	
„ 258 „ 15 „ 7	„ <i>procerulus</i> BARR. var. <i>gradualis</i> BARR.	+	—	—	
„ 258 „ 15 „ 14	<i>Megalanteris inornata</i> D'ORB. sp.	—	+	—	Harz?

		Böhmen	Erbray	Ural	Andere Fundpunkte
S. 262 Taf. 11 Fig. 11	<i>Dielasma rectangulata</i>				
„ 263 „ 16 „ 6	„ SCUPIN	—	—	—	
„ 265 Textfigur 20	„ <i>cuneata</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 265 „ 21	„ <i>Barroisi</i> SCUPIN	—	+	—	Harz
„ 269 Taf. 15 Fig. 8, 9, 17	„ <i>pumilio</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 270 „ 15 „ 10, 11	<i>Karpinskia conjugula</i> TSCHERNYSCHIEW	—	—	+	
„ 271	„ <i>Tschernyschewi</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 271	<i>Atrypa reticularis</i> L.	+	+	+	Harz
„ 271	„ <i>reticularis</i> L. var. <i>aspera</i> SCHLOTH.	—	—	+	Cabrières Harz
„ 271 „ 15 „ 13	„ <i>semiorbis</i> BARR.	+	—	+	
„ 272 „ 15 „ 20	„ <i>comata</i> BARR.	+	+	—	
„ 273 „ 15 „ 15, 18	„ <i>sublepidia</i> M. V. K.	—	—	+	
„ 274 „ 15 „ 19	„ <i>insolita</i> BARR.	—	—	—	
„ 274 „ 15 „ 16, 20	„ <i>paradoxa</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 276 Textfigur 22	„ <i>Arachne</i> BARR.	+	—	—	
„ 277 Taf. 16 Fig. 5	<i>Athyris</i> aff. <i>Campomanesii</i> D'ARCH. VERN.	—	—	—	
„ 277 „ 16 „ 8—11	<i>Merista herculea</i> BARR. var.	—	—	—	Greifenstein
„ 279 „ 16 „ 3	„ <i>Hecata</i> BARR.	—	—	—	Greifenstein
„ 279	„ <i>passer</i> BARR.	—	—	+	Greifenstein
„ 281 „ 16 „ 7	<i>Meristella recta</i> BARROIS	+	+	—	Cabrières?
„ 282 „ 16 „ 4	<i>Nucleospira concentrica</i> HALL	—	—	—	Unterhelderberg
„ 282 Textfigur 24	„ nov.spec. SCUPIN	—	—	—	
„ 283 Taf. 16 Fig. 2	„ <i>Frechi</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 284 „ 16 „ 9, 10	<i>Retzia Haidingeri</i> BARR.	+	+	—	
„ 284 Textfigur 25	„ <i>canalifera</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 285 Taf. 16 Fig. 15	<i>Spirifer togatus</i> BARR.	—	—	+	
„ 285 Textfigur 26	„ <i>superstes</i> BARR.	—	—	—	
„ 286 Taf. 16 Fig. 12	„ <i>Geyeri</i> SCUPIN	—	—	?	Harz
„ 287 „ 16 „ 13, 16, 17	„ <i>pseudoviator</i> SCUPIN	—	—	—	Cabrières
„ 289 „ 16 „ 14	„ <i>Stachei</i> SCUPIN	—	—	—	
Textfigur 27, 28					
„ 290 Taf. 16 Fig. 18					
„ 17 „ 6					
Textfigur 29					

		Böhmen	Erbray	Ural	Andere Fundpunkte
S. 292 Taf. 17 Fig. 3	<i>Spirifer</i> cf. <i>inchoans</i> BARR.	—	—	—	
„ 292 „ 17 „ 7, 8	„ <i>Bischofi</i> A. ROEM.	—	—	—	Harz Unter-Devon selten. Ober-coblenz
„ 293 „ 17 „ 4	„ <i>Theidis</i> BARR.	+	+	+	Greifenstein Kalk
„ 293 „ 17 „ 1, 2	„ <i>volatus</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 294 „ 17 „ 14, 15	„ <i>Koegeleri</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 295 „ 17 „ 5, 13, 16	„ <i>carinthiacus</i> FR.	—	—	—	
„ 296 Textfigur 30, 31	„ <i>tiro</i> BARR.	+	+	+	Greifenstein
„ 297 Taf. 17 Fig. 9—12	„ <i>subtiro</i> SCUPIN	—	—	—	
„ 299	<i>Cyrtina heteroclita</i> DEFR.	+	+	+	Harz
Bd. 66	<b>Crinoidea</b>				
S. 331 Taf. XXVIII Fig. 1	<i>Cyathocrinus carnicus</i> n. sp.	—	—	—	
„ 333 Taf. XXVIII Fig. 2—7 Textfigur 1	<i>Hexacrinus Rosthorni</i> FRECH	—	—	—	
„ 335 Taf. XXVIII Fig. 8	„ <i>Frechi</i> n. sp.	—	—	—	
„ 337 Taf. XXIX Fig. 1 Textfigur 2	<i>Megistocrinus devonicus</i> n. sp.	—	—	—	
„ 339 Taf. XXIX Fig. 2 Textfigur 3	<i>Melocrinus prostellaris</i> FRECH	—	—	—	
„ 341 Taf. XXIX Fig. 4 Textfigur 4	<i>Rhipidocrinus praecursor</i> FRECH	—	—	—	
„ 343 Taf. XXIX Fig. 3 Textfigur 5	„ <i>alpinus</i> n. sp.	—	—	—	
„ 345 Taf. XXVIII Fig. 9	<i>Eucalyptocrinus</i> ex aff. <i>rosaceo</i> GOLDF.	—	—	—	
S. 349 Taf. XXX Fig. 6	<b>Tetracoralla.</b>				
„ 351	<i>Petraia confinensis</i> n. sp.	—	—	—	
„ 351	<i>Amplexus</i> sp. indet. ex aff. <i>irregularis</i> KAYSER	—	—	—	
„ 351 „ XXXI „ 3a, b	„ <i>Frechi</i> n. sp.	—	—	—	
„ 354 „ XXX „ 2, 3	<i>Zaphrentis alpinus</i> n. sp.	—	—	—	
„ 352 „ XXX „ 1a, b 4, 5	<i>Aspasmophyllum ligeriense</i> BARROIS	+	+	—	
„ 356 „ XXXI „ 2a, b, c	<i>Columnaria symbiotica</i> n. sp.	—	—	—	
„ 357 „ XXXI „ 5	<i>Cyathophyllum helioanthoides</i> GOLDF.	—	—	—	Deutsches Mittel-devon

			Böhmen	Erbray	Ural	Andere Fundpunkte
S. 358 Taf. XXXII Fig. 6a, b	<i>Cyathophyllum vermiculare</i> GF. mut. n. <i>carnicum</i>		—	—	—	
„ 360 „ XXXI „ 8	„ sp.		—	—	—	
„ 360 „ XXXI „ 6	„ cf. <i>heterophyllum</i> M. EDW. et H.		—	—	—	Deutsches Mitteldevon
„ 361 „ XXXI „ 4	„ cf. <i>hallioides</i> FRECH		—	—	—	Deutsches Mitteldevon
„ 362 „ XXXI „ 9, 10	„ <i>volaicum</i> n. sp.		—	—	—	deuton Südyünan
„ 363 „ XXXI „ 7, 8	„ <i>dianthus</i> GOLDF.		—	—	—	Deutsches Mitteldevon
„ 364 „ XXXII „ 10	„ <i>alpinum</i> n. sp.		—	—	—	
„ 365 „ XXXII „ 9a, b	„ n. sp. ex aff. <i>dianthus</i> GOLDF.		—	—	—	
„ 366 „ XXXI „ 1a, b	„ <i>syringoporoides</i> n. sp.		—	—	—	
„ 367 „ XXXII „ 7	„ <i>macrocystis</i> FR.		—	—	—	Cultrijugatus-Schicht
„ 367 „ XXXIII „ 2	<i>Hallia?</i> sp.		—	—	—	
„ 368 „ XXXII „ 1	<i>Endophyllum carnicum</i> n. sp.		—	—	—	
„ 369 „ XXXII „ 5	„ sp. ex aff. <i>acanthicum</i> FRECH		—	—	—	
„ 369 „ XXXII „ 3	<i>Cystiphyllum intermedium</i> TSCHERN. var. n. <i>densum</i>		—	—	—	
„ 371 „ XXXII „ 4	„ <i>vesiculosum</i> GF.		—	—	—	D. M. <sup>1)</sup>
„ 372 „ XXXII „ 2	„ <i>cristatum</i> ? FR.		—	—	—	D. M.
<b>Alcyonaria</b>						
S. 372 Taf. XXXIII Fig. 4	<i>Heliolites confinensis</i> n. sp.		—	—	—	
<b>Tabulata</b>						
S. 373 Taf. XXXIII Fig. 1a, b	<i>Favosites proasteriscus</i> n. sp.		—	—	—	
„ 375 „ XXX „ 9	„ <i>reticulatus</i> BLAINV. mut. n. <i>praecursor</i>		—	—	—	
„ 375 „ XXXIII „ 5a, b	„ <i>Goldfussi</i> M. EDW. et HAIME		—	—	+	D. M. Asturien, Harz
„ 377 „ XXXIII „ 3	<i>Favosites polymorphus</i> GOLDF.		—	+	+	D. M. Asturien, Bretagne
„ 378 „ XXX „ 7, 8	<i>Striatopora volaica</i> n. sp.		—	—	—	

<sup>1</sup> D. M. = Deutsches Mitteldevon.



		Böhmen	Erbray	Ural	Andere Fundpunkte
S. 379 Taf. XXXIV Fig. 7	<i>Striatopora subaequalis</i> M. EDW. et HAIME	—	+	—	Zentral-Asien. D. M.
„ 380 „ XXXIV „ 3a,b	<i>Alveolites suborbicularis</i> LAM. mut. n. <i>volaicus</i>	—	—	—	
„ 381 „ XXXIV „ 1a,b	„ ( <i>Caliapora</i> ) FRECHI n. sp.	—	—	—	
„ 381 „ XXXIV „ 11	<i>Thecia Swinderenana</i> GOLDF. mut. n. <i>devonica</i>	—	—	—	
„ 382 „ XXXIV „ 10	<i>Monticulipora</i> sp.	—	—	—	
„ 382 „ XXXIV „ 9	<i>Syringopora alpina</i> n. sp.	—	—	—	
<b><i>Stromatoporoidea</i></b>					
S. 384 Taf. XXXIV Fig. 5a,b, 6	<i>Stromatopora cellonensis</i> n. sp.	—	—	—	
„ 386 „ XXXIV „ 8	<i>Stromatoporella volaica</i> n. sp.	—	—	—	
„ 386 „ XXXIV „ 4a,b	<i>Clathrodictyon carnicum</i> n. sp.	—	—	—	

## 9. Über Vorkommen und Entstehung eines Talkschiefers in Uruguay und über seine partielle Verkieselung.

Von Herrn K. WALTHER in Montevideo.

Hierzu Tafel XXXV und 2 Textfiguren.

Das im folgenden zu besprechende Vorkommen befindet sich in dem der argentinischen Hauptstadt am La Plata gegenüberliegenden uruguayischen Departement Colonia und zwar auf der Westseite eines Höhenrückens, genannt Cuchilla de San Juan, der sich in ungefähr nordsüdlicher Richtung gegen den genannten Strom zieht und die Wasserscheide zwischen den Arroyos (Bächen) de las Conchillas und Miguelete bildet (siehe die Skizze Figur 1). Man erreicht die nächstgelegene Ortschaft,

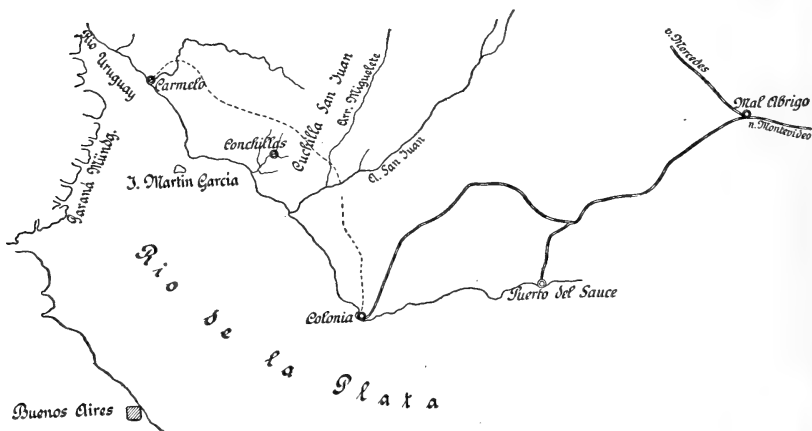


Fig. 1.

die am gleichnamigen Bache gelegene englische Ansiedlung Conchillas, entweder von Buenos Aires zu Schiff oder von Montevideo zunächst mit der Bahn bis zur Departementshauptstadt Colonia, von wo täglich Postverbindung.

Der geologische Bau des Departements ist ein verhältnismäßig einfacher und besteht aus einem krystallinen Grund- und

einem jungtertiären<sup>1)</sup> bis diluvialen Deckgebirge. Ersteres erstreckt sich bei Puerto del Sauce, Conchillas und Carmelo nahezu und bei Colonia völlig bis an den La Plata<sup>2)</sup> und ist wegen der reichlich in ihm vorhandenen Biotitgranite (ausgedehnte Steinbrüche an den erstgenannten drei Orten) von praktischem Interesse. Die Ausfuhr des genannten Gesteines zum gegenüberliegenden Buenos Aires ist deshalb recht bedeutend.

Als diesen Graniten zugehörig zu betrachten ist einerseits ein dickbankig abgesonderter, schmutzig grauer, sehr feinkörniger Granitporphyr, der das zu beschreibende Talkvorkommen begleitet. Es handelt sich, wie u. d. M. zu erkennen, um ein durch Quarz und Feldspat porphyrisches Gestein, dessen mikrogranitische Grundmasse aus Quarz, Ortho- und Plagioklas und reichlichem Magnetit besteht. Weiterhin sind noch lamprophyrische Nachschübe bemerkenswert, die teils in der Form von geringmächtigen Gängen, teils in größeren Massen in den Granitbrüchen von Conchillas gut aufgeschlossen sind. Sie haben ein durchaus basaltartiges Aussehen und verwittern stark. Die Untersuchung des Schlifses zeigt, daß ein Hornblende-Spessartit vorliegt. Die panidiomorphe Struktur macht vereinzelt einer durch Feldspat porphyrischen Platz. Letzteres Mineral ist überwiegend ein zwillingsgestreifter Plagioklas. Die Krystalle der Hornblende treten in zwei Generationen auf, wovon die der extratellurischen Etappe zu feinen Nadelchen herabsinken. Das Mineral setzt sich aus braunen und grünen Individuen in unregelmäßiger Verwachsung zusammen und hat das Absorptionsschema  $c > b > a$ . Geringe Mengen von Quarz bilden das letzte Füllmaterial.

Über das Alter dieser Eruptivgesteine läßt sich nur soviel sagen, daß es analog sein dürfte dem der Bildungen in der Umgebung von Montevideo, wo die krystallinen Schiefer von den Eruptivmassen durchdrungen werden<sup>3)</sup>.

Von krystallinen Schiefen unbekannten Alters seien Amphibolite und Hornblendeschiefer genannt, die am Strande bei Colonia anstehen und ganz den Bildungen bei Montevideo entsprechen. Außerdem finden sich noch steil bis senkrecht stehende phyllitische, chloritische und quarzitische Schiefer, die, mit

<sup>1)</sup> Hiervon soll an anderer Stelle die Rede sein.

<sup>2)</sup> Die geologische Übersichtskarte der Republik Uruguay bei C. GUILLEMAIN (N. Jb. f. M. B. B. **33**, S. 208) entspricht hier nicht der Wirklichkeit.

<sup>3)</sup> K. WALTHER, diese Zeitschr. **63**, 1911, Monatsbericht S. 88; siehe auch C. GUILLEMAIN, a. a. O. S. 260.

einem Streichen von NO—SW bis fast NS, vermutlich höheren Horizonten des Grundgebirges entsprechen. Letztgenannte plattige und ebenflächige Gesteine weisen an einzelnen Stellen Anreicherungen von kohligter Substanz auf, die zu Spekulationen auf Graphit und sogar Steinkohle Anlaß gegeben haben. Fossilien, etwa Pflanzenreste oder Graptolithen, konnten bis jetzt nicht festgestellt werden.

## I. Beschreibung der Aufschlüsse.

In der obigen, infolge ungenügender Kenntnis der regionalen Geologie des Landes natürlich noch unvollständigen Zusammenstellung wurde eines Vorkommens von Talkschiefer noch nicht gedacht, das zugleich von praktischem wie wissenschaftlichem Interesse ist. Den eingangs gemachten Angaben über seine Lage ist noch hinzuzufügen, daß es sich im Kamp des Herrn MANUEL NARANCIO (ehemals NEWTON) befindet<sup>1)</sup>. Die praktische Bedeutung des Vorkommens erklärt sich aus der auffallenden Reinheit des schneeweißen Materials<sup>2)</sup>, eine Reinheit, die durch die untenstehende Analyse bestätigt wird, während zugleich das wissenschaftliche Interesse dadurch erweckt wird, daß es — wie ich hoffe zeigen zu können — möglich ist, die Entstehung des Vorkommens festzustellen.

Diese Untersuchungen würden sich nicht vornehmen lassen, wenn das Gestein nicht an einer Stelle künstlich freigelegt wäre, und andererseits würden die hier gewonnenen Resultate ohne das Studium eines benachbarten, noch nicht aufgeschlossenen im gleichen Streichen gelegenen Vorkommens unbefriedigend bleiben.

### a) Das nördliche in Ausbeutung stehende Vorkommen.

Die Abbildung auf Tafel XXXV zeigt die ausgeschachtete Partie, und zwar stellt die linke Hälfte die Ostwand dar, während man auf der rechten Hälfte in die Richtung des Streichens, SW bis S, schaut. Die Breite der Grube beträgt 15—20, ihre Länge 30—40 und ihre Tiefe 16—20 m. Vermutlich setzt sich das abbauwürdige Gestein in südlicher Richtung fort, während man quer zum Streichen das Nachbargestein beiderseitig nahezu oder

<sup>1)</sup> Es sei mir gestattet, an dieser Stelle nochmals für die Bereitwilligkeit zu danken, mit welcher der Genannte mir sein Besitztum zugänglich machte.

<sup>2)</sup> Es wird in Buenos Aires teils zu kosmetischen Zwecken (zu dem „Polvo de Mennen“, einem Puder), teils bei der Papier- und Seifenfabrikation verwendet.

ganz erreicht haben dürfte. Es besteht auf der Ostseite in hellen plattigen, senkrecht stehenden Quarzitschiefern, die an der Südostecke des Bruches<sup>1)</sup> anstehen, während auf der Westseite das beherbergende Gestein nicht aufgeschlossen ist. Daß man aber sich diesem nähert, darauf weist hier wie auf der gegenüberliegenden Seite das Auftreten einer Art Übergangsgesteines hin.

Während nämlich der zentrale, technisch wertvolle Teil des Bruches ein schneeweißes, teilweise wenig geschichtetes, außerordentlich feinfaseriges Material von stark fettigem Anfühlen zeigt, spricht sich nach O und W die Schichtung deutlicher aus, wobei gleichzeitig mit eintretender schmutzig graugrüner Färbung eine Vergrößerung der Fasern schon im Handstück sich bemerkbar macht.

Eine Fortsetzung des Talkschiefers nach N in der Richtung auf ein ungefähr senkrecht zum Streichen verlaufendes nahes Tälchen ist zu vermuten, doch wird hier die sich auflagernde Lehmdecke dem Abbau Schwierigkeiten bereiten. Schon an der tiefsten Stelle des Tälchens und namentlich auf der nördlichen Seite desselben findet sich wieder fremdes Gestein, nämlich der oben genannte druckgebankte Granitporphyr. Mehr Aussicht hat vielleicht die Verfolgung nach der entgegengesetzten, südlichen Seite, obwohl hier von den das Vorkommen begleitenden Bildungen — die bei der Besprechung des zweiten Aufschlusses erwähnt werden sollen und in gleicher Weise, wie ich höre, bei der Anlage des Bruches an der Oberfläche beobachtet wurden — nichts mehr zu sehen ist.

So handelt es sich also um eine verhältnismäßig geringmächtige linsenförmige Einschaltung von Talk in krystalline Schiefer und nicht etwa um ein normales Glied dieser Gesteinsgruppe.

Hinsichtlich der petrographischen Beschaffenheit des Gesteines muß noch hervorgehoben werden, daß nicht alle Teile innerhalb des technisch wichtigen Materiales die gleiche rein weiße Farbe und die nämliche Weichheit und Fettigkeit bei wirr-feinfaseriger Struktur aufweisen. Es zeigen sich vielmehr Einschaltungen harter, sehr feinkörniger marmorähnlicher Substanz von öfters blaß apfelgrüner, sonst weißer Farbe, die aber gleichwohl gemahlen werden und praktische Anwendung finden. Während die Partien eine Gesetzmäßigkeit in der Anordnung nicht aufweisen, sondern unregelmäßig mit dem Talk alternieren,

<sup>1)</sup> Auf unserer Abbildung am oberen Rande ein wenig rechts von der Mitte erkennbar.

zeigt es sich, daß bis über kopfgroße Brocken<sup>1)</sup> in vertikalen Zonen parallel mit einer vielfach verdeckten, bisweilen aber erkennbaren, schichtigen Teilung des Talkes auftreten.

Sie bestehen zum Teil aus kieseliger Substanz, bilden andernteils aber hübsche Geoden, deren innere Wandungen mit sehr flächenreichen Kalkspatkrystallen bedeckt sind, während sie nach außen durch Zunahme von talkiger Substanz in das sie beherbergende Gestein übergehen. Es folgt dabei, die Unterlage der Druse bildend und vielfach den unteren Teil der Krystalle färbend, zunächst eine unregelmäßige, unterbrochene 1—2 mm starke schwarze Zone und dann ein krystallinisches Gemenge von marmorartigem weißen Kalk mit einem schwach rosaroten carbonatischen Mineral. Daß es sich hierbei um Manganspat handelt, geht aus jener dunkeln Zone sowie aus zahlreichen das betreffende Material sprenkelnden, dunklen Flecken und Putzen hervor, die mit konzentrierter Salzsäure erwärmt Chlor entwickeln, also einem sesqui- oder superoxydischen, aus dem Himbeerspat entstandenen Manganerz entsprechen.

Aber nicht nur in unregelmäßigen Klumpen und Brocken findet sich die erwähnte kieselige Substanz, sondern man beobachtet auch, wie sie das Gestein in Bändern und von diesen ausgehenden feinen baumförmig verzweigten Adern stellenweise förmlich imprägniert. Und auch hierbei schiebt sich die fremde Masse mit Vorliebe zwischen die Teilungsflächen des Talkschiefers.

#### b) Das südliche Vorkommen.

Durch eine schätzungsweise 800 bis 1000 m lange aufschlußfreie Geländestrecke von dem Talkbruch getrennt und in der Streichrichtung der dortigen Gesteine gelegen, beobachtet man wieder natürliche Aufschlüsse in Gestalt von vereinzelt Blöcken, die sich auf den ersten Blick als nicht normale, durch spätere Vorgänge umgewandelte Bildungen erweisen. Ihre weiter unten zu schildernde Beschaffenheit läßt vermuten, daß man auch an dieser Stelle auf Talkschiefer stoßen wird, wie ja schon oben gesagt wurde, daß analoge Gesteine bei Anlage des Talkbruches zutage anstanden.

Besonders auffallend sind unregelmäßige Blöcke eines wulstigen, ungeschichteten Gesteines mit eigenartig, wie zerfressen aussehender Oberfläche. Während sie teilweise lediglich aus

<sup>1)</sup> In der Abbildung auf Tafel XXXV sind einige dieser Brocken erkennbar, z. B. in einer von der mit einem Pfeil bezeichneten Stelle nach rechts unten verlaufenden Zone.

kieseliger Masse bestehen, die dem Gestein in frischem Bruche einen wachsartigen Glanz verleiht und es in unregelmäßigen Putzen, Streifen und Adern durchzieht, weisen sie an anderen Stellen Nester eines schuppigen Minerals und eine gleichmäßige Verteilung feiner glänzender Glimmerschüppchen in der richtungslosen, durch Eisenoxyde rötlich gefärbten Gesteinmasse auf. Man geht wohl nicht fehl, wenn man die lücherige Oberfläche durch Auswittern der genannten Nester des weicheren Minerals entstanden erklärt. Die Blöcke ragen wegen ihrer Härte in kleinen Felsmassen aus dem Boden und werden von einander durch aufschlußfreie Geländestrecken getrennt.

In diesen ragen hier und da schwache Grate eines ziemlich harten, wenig geschichteten dichten Gesteines hervor, das an der Oberfläche mit einer schmutzig braunen Rinde von eingedrungener, limonitischer Substanz bedeckt, im Innern blaß grünlich bis fast weiß gefärbt ist. Man möchte es im Handstück am ehesten mit einem Kalksilikathornfels vergleichen, doch erfolgt beim Betupfen mit HCl kein Aufbrausen. Man sieht auch weiterhin, wie das Gestein dort, wo man es mit dem Hammer bearbeitet hat, in ein feines Mehl von seidigem Anfühlen zerfällt. Die genaue Bestimmung des vorliegenden Produktes kann erst im Dünnschliff erfolgen.

Zum Schlusse dieses Teiles sei noch auf ein kleines Vorkommen eines dunkeln, stark verwitterten Eruptivgesteines hingewiesen, das sich in nächster Nähe der zuletzt besprochenen Aufschlüsse findet und — wie weiter unten gezeigt werden soll — auf die Herkunft des Talkes schließen läßt.

## II. Ergebnisse der mikroskopischen und chemischen Untersuchung.

### a) Das nördliche Vorkommen.

Die sowohl dem Talkschiefer als auch den harten, blaß grünlichen Einlagerungen und den randlichen, graugrünlich gefärbten Talkschiefern<sup>1)</sup> gemeinsamen Mineralien sind Talk und ein u. d. M. fast isotrop erscheinendes Mineral, dessen Bestimmung weiter unten folgen soll. Die Beteiligung der beiden Mineralien ist derartig, daß in dem zuerst genannten Gestein der Talk vorherrscht, während er in den beiden anderen, besonders in c, auf Kosten des gering doppelbrechenden Minerals zurücktritt, dem sich in b noch reichlich Quarz zugesellt. Letzteres Mineral erklärt die Härte des betreffenden Gesteins.

<sup>1)</sup> Im folgenden sollen diese drei Gesteine abgekürzt mit den Buchstaben a, b und c bezeichnet werden.

Die (von mir ausgeführte) chemische Analyse läßt demgemäß das Gestein a, wie nach seiner rein weißen Färbung und dem petrographischen Habitus zu erwarten, als das technisch wichtigste Gestein, als ein Material von ganz außergewöhnlicher Reinheit, erkennen. Es ergaben sich folgende Zahlen:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	62,44	%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Mn <sub>3</sub> O <sub>4</sub> <sup>1)</sup> . . . . .	1,24	„
CaO . . . . .	Sp.	
MgO . . . . .	31,99	„
Glühverlust <sup>2)</sup> . . . . .	5,07	„
Summe	100,74	%

Dieser Talk ist also noch reiner als der durch H. MICHEL<sup>3)</sup> von Hozsuret (Ungarn) beschriebene und sämtliche bei H. ROSENBUSCH und U. GRUBENMANN namhaft gemachten Gesteine. Er kommt demgemäß der Zusammensetzung des reinen Silikats entspr. 63,5% SiO<sub>2</sub>, 31,8% MgO und 4,7% H<sub>2</sub>O sehr nahe.

Ein ganz anderes Bild erhalten wir, wie nach dem mikroskopischen Befunde zu erwarten, aus der Analyse des Gesteines c, die gleichfalls von mir vorgenommen wurde. Man erhält:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	41,56	%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,87	„
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,69	„
FeO . . . . .	0,56	„
MnO . . . . .	0,34	„
CaO . . . . .	0,91	„
MgO . . . . .	20,63	„
K <sub>2</sub> O		
Na <sub>2</sub> O } . . . . .	3,54	„
H <sub>2</sub> O unter 110° . . . . .	0,51	„
H <sub>2</sub> O über 110° . . . . .	14,82	„
Summe	100,43	%

Der Talk bietet nach seinem mikroskopischen Bilde wenig bemerkenswertes. Er erscheint in dem analysierten rein weißen Gestein in regellos angeordneten feinen Fäserchen, die lebhaft Interferenzfarben (bei normaler Schliffdicke bis zum Brillantgrün der 3. Ordnung) und positiven Charakter der Hauptzone

<sup>1)</sup> Mit Ammoniak und Ammoniumpersulfat zusammen gefällt (siehe HILLEBRAND-WILKE-DÖRFURT, Analyse der Silikat- und Carbonatgesteine S. 99). Die Natronschmelze war lebhaft grün gefärbt.

<sup>2)</sup> Bei einer Temperatur unter 110° entwichen nur Spuren von Wasser; zur Gewichtskonstanz mußte stark gegläht werden.

<sup>3)</sup> TSCHERMAK'S Min.-Petr. Mitt. 31, 1912, S. 331.



aufweisen. In b und c zeigt sich lineare Verteilung der hier erheblich größeren Fäserchen, bei c in zwei annähernd senkrecht zueinander stehenden Systemen. Man erkennt dabei an verschiedenen Stellen des Schliffes, wie die eine Richtung über die andere herrscht. Dies geht daraus hervor, daß die Talkindividuen der letzteren Gruppe an denen der ersteren abstoßen, wobei diese ausgebogen oder geknickt sind. Vermutlich handelt es sich hier um ein Sichtbarwerden von Schichtung und Schieferung des Gesteines.

Limonitische eingedrungene Substanzen siedelten sich mit Vorliebe in größeren Talkindividuen an.

Die Deutung des zweiten wichtigen Bestandteiles der vorliegenden Gesteine, der oben vorläufig als „schwach doppelbrechendes Mineral“ bezeichnet wurde, stößt auf Schwierigkeiten. Es erweist sich u. d. M. als fast isotrop, so daß, wenn man zur Betrachtung des Talkes den Beleuchtungsapparat ein wenig gesenkt hat, man bei + Nicols vermeint, einen stark löcherigen Schliff vor sich zu haben. Bei genauerem Studium zeigt sich jedoch, daß es sich um farblose, unregelmäßig oder annähernd sechseckig begrenzte, teils völlig isotrope, teils schwach in normalen Farben doppelbrechende Blättchen handelt, deren Lichtbrechung wenig stärker ist als die des Kanadabalsams. Sie ergeben im konvergent polarisierten Lichte fast ausnahmslos ein Achsenbild, das hier und da verwaschen, häufig aber recht deutlich ist. Beim Drehen des Objekttisches öffnet es sich nicht oder nur um einen geringen Betrag und zeigt negativen Charakter. Dabei steht im Falle gänzlicher Isotropie des Blättchens die Bisectrix senkrecht, während sie bei schwach doppelbrechenden Individuen schief austritt.

Wie groß die Menge des in Rede stehenden Mineralen ist, erkennt man am besten daraus, daß, wenn man den Schliff im konvergenten polarisierten Lichte bewegt, man fast stets das geschilderte Achsenbild beobachten kann. Bei der Zuweisung der Substanz zu einer bestimmten Mineralart kann man zwischen Blätterserpentin (Antigorit) und Pennin schwanken, die sich bekanntlich in ihren optischen Eigenschaften sehr nahe stehen. Die obige Analyse des Gesteines c entscheidet: es enthält neben Talk und etwas Sericit, der im Einzelfalle optisch mit Sicherheit nicht von Talk zu unterscheiden ist (siehe aber den Alkaligehalt der Analyse), nur noch das fragliche Mineral, auf das der weitaus größere Teil der Tonerde entfällt. Wir haben es also mit einem Gliede der Chloritfamilie zu tun, dem Pennin oder dem Prochlorit. Letzteres Mineral ist durch seine Helminth genannte charakteristische Anhäufung der Blättchen bekannt;

eine derartige Bildung würde in unserem Falle das oben mitgeteilte stetige Sichtbarwerden des Achsenbildes erklären. Die betreffenden Schliffe sind ganz beliebig gerichtet.

Dort, wo das chloritische Mineral nicht primärer Bestandteil ist, dürfte es sich von Biotit ableiten, wie aus einigen in a und b vorkommenden größeren Blättchen hervorgeht. Es handelt sich um außerbasische Schnitte, deren innerer Teil graue Interferenzfarben bei negativem Charakter zeigt, während die Peripherie optisch isotrop erscheint. Die zahlreichen Spalt-  
risse — mit denen die Auslöschung parallel geht — sind vereinzelt schwach deformiert und aufgeblättert, wobei sich eine schwache Abscheidung rötlicher Körnchen bemerkbar macht, Erscheinungen, die bei der Chloritisierung des Biotits bekannt sind.

Ein dem Pennin sehr nahe stehendes, wenn nicht mit ihm zu vereinigendes wichtiges Mineral der Gesteine a und b ist der Delessit. Hinsichtlich niedriger Licht- und Doppelbrechung verhält er sich gleich, doch unterscheidet ihn zunächst die manchmal ziemlich dunkel gelblich-bräunliche Färbung und, beim näheren Studium, der morphologische Charakter von dem genannten Vertreter der Orthochlorite. Das Mineral konnte mit Sicherheit erst dann bestimmt werden, nachdem es in der Erscheinungsform beobachtet war, die beweisend ist: als erste Auskleidung von später durch kieselige Mineralien ausgefüllten Hohlräumen. Hierüber siehe weiter unten.

Ich stelle mir vor, daß die Anhäufungen des Pennins sowohl wie des Delessits diejenigen Stellen im Gestein bezeichnen, durch deren Zerstörung und Wegführung die für die Eindringung der kieseligen Lösungen nötigen Räume geschaffen wurden. Wie das erstere Mineral, so verrät sich auch das zweite beim Betrachten u. d. M. in isotropen dunkel bleibenden Stellen, scheinbaren Löchern im Schliff, mit unregelmäßig gelappten und ausgefranst Rändern. Die Struktur dieser scheinbar isotropen Flecken läßt entweder ein maschiges Netzwerk von Fäden und feinen Fasern erkennen, oder sie zeigt (in seltenen Fällen) schuppig übereinandergelagerte, winzige unregelmäßig-geradlinig, hier und da auch sechseckig begrenzte Blättchen. Ihr Studium erleichtert sich dort, wo sie vereinzelt auftreten, und zeigt zunächst die bemerkenswerte Erscheinung einer zonaren Struktur mit dunklerem Kern und hellerer Umrandung, wie es von gewissen Chloritoiden<sup>1)</sup> bekannt ist (siehe Figur 2)<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> ROSENBUSCH-WUELFING, Mikrosk. Physiogr. I, 2, S. 277, Taf. VIII, Fig. 6.

<sup>2)</sup> Mit dem ABBE'schen Apparate bei 375facher Vergrößerung gezeichnet und auf das Doppelte vergrößert.

Der Anblick dieser basalen Blättchen im konvergenten polarisierten Lichte gibt ein Bild, das dem des Pennins analog ist: ein häufig verwaschenes, sich wenig öffnendes Kreuz von negativem Charakter der Doppelbrechung.

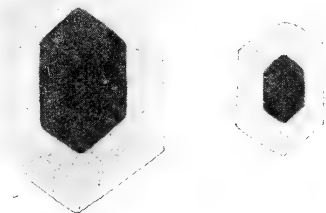


Fig. 2.

Welches Mineral zur Bildung des Delessits Anlaß gegeben hat, daß läßt sich nach der Betrachtung der basischen Schnitte mit Sicherheit nicht beantworten. Man beobachtet nämlich lediglich geringe, unregelmäßig gestaltete Reste eines stärker doppelbrechenden, mehrfach etwas grünlich gefärbten Mineralen, vielleicht eines Mitgliedes der Orthochlorite. Klarheit über diese Frage erhalten wir erst durch Schnitte, die den Charakter der Hauptzone des Minerals erkennen lassen, wie es in zwei Schliffen der Gesteine a und b der Fall ist.

Es erscheinen hier bis fast  $\frac{1}{2}$  mm lange, teils miteinander zusammenhängende und verfilzte, teils selbständige ausgefranzte, faserige Stengel ohne gesetzmäßige terminale Begrenzung, die parallel angeordnet und vereinzelt sekundär geknickt und verbogen sind. Pleochroismus ist nicht vorhanden; die sehr niedrige Doppelbrechung zeigt positiven Charakter, dabei wechseln häufig isotrop erscheinende Fasern mit ganz schwach doppelbrechenden, die im gewöhnlichen Lichte betrachtet blaß grünlich gefärbt sind. Die Auslöschung geht, wie mit dem Gipsblättchen zu erkennen, parallel mit der Hauptzone.

Auch bei diesen stengeligen Individuen zeigt sich vereinzelt eine Art Zonarstruktur, indem sich zwischen die Fasern der Stengel, und zwar ihrer Achse genähert, dunkler gefärbte feine Zwischenlagerungen einschalten. Man darf sie in Analogie mit der Erscheinung an basalen Blättchen vielleicht eher als dunkle Teile des Minerals denn als Einlagerungen eines fremden ansehen. Leicht zu unterscheiden hiervon und viel häufiger sind kleine Körner eines stärker licht- und doppelbrechenden Minerals, das ich für Quarz halte. Die ausgesprochen langfaserige Natur

der beschriebenen Krystalle läßt darauf schließen, daß der Delessit hier pseudomorph nach einem Mineral der Strahlsteingruppe auftritt.

Wir sehen also, daß die schwach grünliche Färbung der Gesteine b und c von ihrem Gehalt an chloritischem Mineral herrührt, das in dem randlichen Talkschiefer (c) in Menge vorhanden ist, während es in dem harten, z. T. ungeschichteten Gesteine b mit Vorliebe an den Quarz gebunden ist und mit ihm das Gestein durchzieht. Der reichliche Gehalt an diesem Mineral ist für die Entstehungsgeschichte unseres Vorkommens — wie weiter unten gezeigt werden soll — von Wichtigkeit.

Von den durch spätere Vorgänge eingedrungenen carbonatischen und kieseligen Mineralien soll erst im übernächsten Abschnitte die Rede sein.

### b) Das südliche Vorkommen.

Das Studium der hier beobachteten Gesteine ergänzt insofern die obigen Betrachtungen, als es die Mineralien, die dort den Wirt für den Talk bilden und auf dessen Kosten oft stark zurücktreten, in größerer Menge und Deutlichkeit zeigt. Es sind Glieder der Glimmer-, Chlorit- und Amphibolfamilien, während der Talk, wie schon gesagt, an der Erdoberfläche mit Sicherheit nicht nachzuweisen ist.

Als Amphibolasbestfels stellt sich nach der mikroskopischen Untersuchung das auf Seite 413 genannte Gestein heraus, von dem schon gesagt wurde, daß es an den vom Hammer bearbeiteten Stellen sich in ein seidig anzuführendes Pulver auflöst. U. d. M. erkennt man, wie das Gestein sich fast ausschließlich aus zahllosen farblosen faserigen Nadelchen zusammensetzt, die unregelmäßige Querbrüche aufweisen und nahezu 2 mm, meist jedoch bedeutend weniger lang sind. Basale Schnitte konnten bei der Schlankheit der Individuen nirgends mit Sicherheit als solche erkannt werden.

Der optische Charakter der Nadelchen ist positiv, ihre Doppelbrechung nicht bedeutend, die Auslöschungsschiefe bleibt unter  $20^{\circ}$ .

Außer dem Strahlstein und ein wenig Erz tritt nur noch etwas Sericit in unregelmäßig begrenzten, stark doppelbrechenden Blättchen in dem vorliegenden Schliff auf.

In den durch wulstige Oberfläche ausgezeichneten Gesteinen (s. o.) ist der Glimmer teils Sericit, teils Biotit, und zwar treten beide mehrfach miteinander verflochten auf, wobei ersterer, der durch seine lebhaften Interferenzfarben gekennzeichnet ist, ein feinschuppiges Gemenge bildet, während der Magnesia-

glimmer in größeren, 'gewundenen und zersplissenen Blättern erscheint. Wenigstens möchte ich auf letztgenanntes Mineral einen Teil jener meist farblosen, nicht pleochroitischen ineinander-gefaserten Blättchen zurückführen, die bei niedriger Doppelbrechung vorherrschend negativen Charakter der Hauptzone zeigen und dem Chlorit zugehören. Vereinzelt weisen sie gelblich-bräunliche Farben auf, womit schwacher Pleochroismus (bräunlich-gelblich parallel, farblos senkrecht zur Spaltbarkeit), höhere Interferenzfarben und positiver Zonencharakter verbunden sind. Abscheidung von Limonit- und Klinkzoisitkörnern — letztere an den lebhaft gelben und blauen Interferenzfarben leicht kenntlich — begleiten die Umwandlung.

Wieviel von dem in den vorliegenden Schieferungen auftretenden Quarz primären Ursprungs und wieviel auf Rechnung der späteren Infiltration zu setzen ist, läßt sich schwer sagen.

Von weiteren Mineralien ist in erster Linie das in einem der Gesteine reichliche Vorkommen von Epidot zu erwähnen, der außer in wenigen kleinen, durch die wechselnden Interferenzfarben gekennzeichneten gelblichgrünen, eckigen Körnern in Individuen erscheint, welche durch den höchsten Grad von Krystallisationskraft ausgezeichnet sind. Die Erscheinungsform des Mineralen sind lange, an den Enden zerspalten und willkürlich begrenzte, auch häufig sich verjüngende, stengelige Krystalle und Bruchstücke sowie wirre Haufwerke von solchen. Parallel mit der Längsrichtung der Individuen laufen deutliche, aber nicht zahlreiche Blätterbrüche, quer zu ihnen unregelmäßige Risse, längs denen die Krystalle fast insgesamt zerbrochen sind. In die entstandenen Lücken schieben sich mehrfach Glimmerblättchen ein, deren Orientierung durch den ganzen Schliff ungefähr einen rechten Winkel mit der des Epidots einschließt. Auch hier (s. o.) vermag man also zwei Richtungen in der Anordnung der Gesteinskomponenten zu erkennen, von denen hier die des Epidots die ursprüngliche, die der Glimmerblättchen die spätere, vermutlich durch den Gebirgsdruck erfolgte ist.

Daß die eindringenden kieseligen Lösungen die durch Zerbrechung der Epidotstengel geschaffenen Wege benutzten, ist begreiflich; ihre Intrusion wird ja das Zerbrechen in vielen Fällen verursacht haben.

Starke Lichtbrechung und normale fleckige Interferenzfarben in Tönen der I. und II. Ordnung bei positiver Doppelbrechung der Hauptzone charakterisieren einen Teil der Krystalle. Im allgemeinen sind die erwähnten Interferenzfarben relativ selten zu beobachten, da sie größtenteils durch fremde, körnige,

namentlich ferritische Substanzen verdeckt werden. Es sieht so aus, als ob diese bei der Verwitterung des Minerals ausgeschieden wurden, ein Vorgang, der sonst noch nicht beobachtet ist. Bei näherem Studium der von dunkeln, teilweise zu limonitischen Substanzen verwitterten Körnern oft förmlich überwucherten Krystalle stellt man jedoch fest, daß die Fremdkörper verdrängungspseudomorph auftreten und sich allenthalben zwischen die Längs- und Querrisse einschieben. Hiermit würde auch die Beobachtung übereinstimmen, daß zusammen mit dem Auftreten der genannten Produkte die Stärke der Doppelbrechung nicht abnimmt, wie bei einer Ausscheidung zu erwarten wäre.

Die Auslöschung der Stengel ist schief zu ihrer Längserstreckung, mit Ausnahme einiger weniger Exemplare, von denen eins im konvergenten polarisierten Lichte den Austritt einer negativen Bisectrix gab, entsprechend einem großen Winkel der in einer Ebene senkrecht zu den Längsrissen gelegenen optischen Achsen. Dieser Charakter der Doppelbrechung weist auf Pistazit hin, was aber wieder mit den niedrigen Interferenzfarben der schief auslöschenden Schnitte nicht übereinstimmen würde.

Es wird sich hiernach wohl um ein Zusammenvorkommen der beiden wichtigsten Glieder der Epidotfamilie handeln.

Zum Schlusse dieses Abschnittes sei noch auf das reichliche Vorkommen limonitischer Substanzen hingewiesen, die sich größtenteils von Pyrit herleiten, einem Mineral, dessen reguläre Formen vielfach erhalten blieben. Er dürfte das erste Glied der krystalloblastischen Reihe bilden.

Feldspat scheint in den vorliegenden Gesteinen nirgends vorhanden, so daß der Ca-Gehalt des ursprünglichen Materiales in Strahlstein und Epidot umgewandelt wurde. Da jedoch das letztere Mineral, wie es scheint, durchaus nicht überall ein Hauptgemengteil ist, und der Strahlsteinschiefer — soweit die Aufschlüsse ein Urteil darüber zulassen — nur räumlich beschränkte Einlagerungen bildet, so hat man als das leitende Gestein einen Chlorit-Glimmerschiefer bzw. Phyllit anzusehen.

Am Schlusse des vorliegenden Abschnittes sei noch des auf S. 413 kurz erwähnten dunkeln, stark verwitterten Eruptivgesteins gedacht, das man im Handstück als „Basalt“ bestimmen möchte. Die mikroskopische Betrachtung zeigt jedoch, daß es sich wie bei dem S. 409 erwähnten Vorkommen um ein dem Grundgebirge zugehöriges lamprophyrisches gangförmiges Spaltungsgebilde, einen Spessartit handelt. Im Gegensatze zu dem obigen Gesteine wird hier das basische Mineral durch Augit

gebildet. Der Feldspat ist leistenförmiger Plagioklas, nicht selten in granophyrischer Verwachsung mit Quarz. Magnetit ist reichlich vorhanden.

### c) Die spätere Imprägnation der Gesteine durch carbonatische und kieselige Lösungen.

Hinsichtlich der Carbonate Kalk- und Manganspat sowie der Art des Zusammenhanges mit den kieseligen Mineralien konnte durch die mikroskopische Untersuchung nichts Neues mehr zu den Beobachtungen am geologischen Aufschlusse beigetragen werden. Und auch jetzt soll noch nicht von der Herkunft und dem Alter der Verkieselung die Rede sein, sondern es sollen nur die eingangs mitgeteilten Feststellungen durch die am Dünnschliff gemachten erweitert werden.

Was hier zunächst auffällt, ist der intensive Grad der Verkieselung, die gewisse Teile sowohl des Talkschiefers im nördlichen wie des Phyllites im südlichen Vorkommen betroffen hat. Noch mehr als im Handstück zeigt sich die starke Verzweigung der mit kieseligen Mineralien erfüllten Hohlräume; die nestartigen Injektionen zerteilen sich in ein förmliches Netzwerk feinsten Adern, dergestalt, daß es — wie schon oben gesagt — öfters schwer ist, den primär im Gesteine vorhandenen von dem sekundär zugeführten Quarze zu unterscheiden.

Hinsichtlich der an der Ausfüllung der Hohlräume beteiligten kieseligen Mineralien und ihrer Anordnung macht sich eine große Ähnlichkeit mit einem analogen uruguayischen Vorkommen, das in Nr. I dieser Veröffentlichungen behandelt wurde, geltend<sup>1)</sup>. Auch hier werden die Ränder der unregelmäßig gestalteten Hohlräume zunächst durch Delessit eingesäumt, ein Vorgang, der ihnen jene charakteristisch bogenförmige und gelappte Gestalt giebt, wie sie a. a. O. Fig. 3 und 4 abgebildet wurde, wo sie aber schon durch die sphärolithische Struktur des Gesteines vorgezeichnet war. Im vorliegenden Falle kommt also der sphärische Bau und die dadurch bedingte knollig-wulstige Oberfläche der ersten Auskleidungssubstanz ganz auf Rechnung des Delessits, dessen Fäserchen senkrecht zu dem bogigen Rande des mikroskopischen Bildes stehen und positive sehr schwache Doppelbrechung zeigen. Es ist bekannt, daß diese Fäserchen in Bändern angeordnet sind, doch dürfte es neu sein, daß das Innere der Sphärokrystalle dunkler gefärbt

<sup>1)</sup> Neues Jahrb. f. M., B. B. 31, S. 604. Es ist hier (S. 605 unten) das Wort „Opal“ durch Delessit zu ersetzen.

ist, als die an das kieselige Füllsel des Hohlraumes stoßende periphere Zone.

Wie erklärt sich diese erste anscheinend gesetzmäßige Austapezierung der Hohlräume durch das chloritische Mineral? Denn daß hier eher etwas Gesetzmäßiges als etwas „mehr Zufälliges“ vorliegt, wie R. E. LIESEGANG vermutet<sup>1)</sup>, scheint mir sicher. Bei den in Rede stehenden Gesteinen, die nichts anderes als umgewandelte Glimmer-Chloritschiefer darstellen, ist die Anwesenheit des Delessits ohne weiteres verständlich; sahen wir ja schon oben, daß der Raum für die Kieselinfiltrationen durch Zerstörung und Wegführung von Chloritputzen geschaffen wurde. Wie erklärt sich aber die Anwesenheit des Leptochlorits in dem a. a. O. geschilderten Effusivgestein?

Ich möchte aus diesen Beobachtungen eine Bestätigung des bekannten Satzes herauslesen, daß in vielen Fällen die durch Zufuhr von Magnesium-Lösungen erfolgte Chloritisierung<sup>2)</sup> ein postvulkanischer hydrothermaler Vorgang ist. Und auf die hierbei herrschende gesteigerte Wärme würde die partielle dunklere Färbung der Einzel- (s. o.) und Sphärokrystalle des Delessits zurückzuführen sein. Ihr vielfach tiefbraunes Innere bildete sich unter höherer Temperatur als die randlichen, gelblich braunen bis fast farblosen Teile. Daß der Pleochroismus, der sonst die chloritischen Mineralien auszeichnet, gänzlich verschwunden ist, begreift sich hiernach leicht.

Die eigentliche Füllsubstanz der Hohlräume<sup>3)</sup> ist die Kieselsäure, und zwar wie bei dem früher beschriebenen Vorkommen in der Form des optisch als solcher zu definierenden Chalcedons. Zwischen gekreuzten Nicols betrachtet, giebt die Anordnung der Fasern (sofern sie nicht eine wirre ist, was besonders bei kleinen Individuen der Fall) dasselbe eisblumenartige Bild, wie es a. a. O. Fig. 3 abgebildet wurde.

Was jedoch den vorliegenden Fall auszeichnet, ist die Beobachtung, daß an einzelnen Stellen zwei weitere Modifikationen der Kieselsäure erscheinen, nämlich Quarz und Tridymit. Es ist bekannt, daß das erstgenannte Mineral häufig das Innere der Achatmandeln bildet. Hiermit stimmt die an unseren Schliffen zu machende Feststellung überein, daß vielfach ein Körnermosaik von Quarz rings von faserigem

<sup>1)</sup> „Die Achate“ in C. DOELTERS Handbuch der Mineralchemie II, S. 186.

<sup>2)</sup> Siehe z. B. die Verdrängungspseudomorphosen von Chlorit nach Feldspat.

<sup>3)</sup> Diese entstanden untergeordnet auch durch Auswittern größerer Glimmerblättchen oder von Pyritwürfeln.



Chalcedon umgeben wird. Die Risse des ersteren werden jedoch hier und da wieder durch Chalcedonsubstanz ausgekleidet, analog der Erscheinung an Achatdrusen, daß auf Chalcedon Quarz und dann nochmals Chalcedon folgen.

Ähnlich ist das Auftreten des Tridymits, der in ziegel-dachartig angehäuften Kryställchen erscheint, die sehr niedrige Doppelbrechung zeigen und geringer lichtbrechend wirken als der Chalcedon. Auch der Tridymit findet sich im Innern von wesentlich durch die faserige Substanz ausgekleideten Rissen und zeigt durch seine Anwesenheit, daß die Temperatur bei der Umwandlung der Kieselsäurefüllung hier den höchsten Betrag erreicht hat. Über weitere Folgerungen siehe weiter unten.

### III. Folgerungen.

Wir haben im obigen gesehen, daß die unseren Talk beherbergenden Mineralien in erster Linie Glieder der Glimmer- und Chloritfamilien sowie der Strahlsteingruppe sind. Dies beobachteten wir im nördlichen der beiden Vorkommen, wo das Vorhandensein von Sericit und Chlorit festgestellt und das eines Faseramphibols aus einer Pseudomorphose gefolgert werden konnte. Deutlicher noch zeigen sich die Begleiter im südlichen Vorkommen, wo allerdings die Anwesenheit des Talks in tieferen Teilen nur vermutet werden kann. Hier vermag man aber die blätterigen Mineralien schon im Handstück zu erkennen, während das faserige Element, wie das mikroskopische Bild erweist, gesteinsbildend auftritt.

Über die Natur der Gesteine sind wir hiernach aber immer noch nicht ganz im klaren, weil möglicherweise der so wichtige Chlorit sich von einem Bestandteile eines Eruptivgesteines oder -tuffes ableitet. Es ist ja bekannt, daß sich unter den „Chloritschiefern“ sowohl Ortho- wie Paragesteine verbergen. Spricht für die Herleitung aus letzteren schon der hohe Tonerdegehalt der Analyse S. 414, so ist noch bedeutungsvoller die reichliche Anwesenheit von primärem Quarz, der in dem oben mit b bezeichneten Typ eine wichtige Rolle spielt. Durch ihn vollzieht sich, wie H. ROSENBUSCH bemerkt<sup>1)</sup>, eine Annäherung an die Magnesiumcarbonatreihe und in ihr an den Listwänit. Weiter unten wird noch von der Herkunft des Quarzes die Rede sein und damit jene Annäherung näher begründet werden.

Wenn wir also nach dem eben Gesagten vermuten dürfen, daß unsere Talkschieferlinse eine lokale Imprägnation sedimen-

<sup>1)</sup> Elemente der Gesteinslehre, 3. Aufl. 1910, S. 369.

togener, krystalliner Schiefer durch Magnesiumsilikatlösungen darstellt, so drängt sich sofort die Frage auf, wie der für das neue Material nötige Platz geschaffen und welches Mineral eventuell verdrängt wurde.

Die hierauf zu gebende Antwort stützt sich, wie gleich weiter auszuführen, einerseits auf geologische Beobachtungen über ähnliche Vorkommen im Lande und andererseits auf die Natur der späteren carbonatisch-kieseligen Imprägnationen und lautet: Das Talklager bildet eine Verdrängungspseudomorphose nach einem dolomitischen, quarzhaltigen Marmor — eine Entstehungsweise analog derjenigen, wie sie für das bekannte Specksteinvorkommen von Göpfersgrün angenommen wird.

Es ist eine im Osten des Landes ungemein verbreitete Erscheinung<sup>1)</sup>, daß phyllitische, höheren Horizonten des Grundgebirges zugehörige Schiefer in großer Einförmigkeit sich mit Carbonaten beladen, und daß hieraus nester- und lagenartige Vorkommen von krystallinem Kalk sich ableiten. Bei Gelegenheit von Studien über die Anwendbarkeit des Materials zu Bauzwecken lernte ich eine Anzahl von Vorkommen kennen. Die Gesteine sind vielerorts wenig als Baumaterial zu verwenden, denn abgesehen davon, daß ihre Mächtigkeit häufig nicht bedeutend ist, handelt es sich vorwiegend um Dolomitmarmore, die mit Vorliebe Mineralien der Strahlsteingruppe, z. T. in großer Menge, einschließen, und zwar derart, daß diese in der ursprünglichen Schichtebene parallel derjenigen der umgebenden Phyllite angeordnet sind. Es entstehen hieraus förmliche Strahlsteinschieferzwischenlagen. Weniger verbreitet sind Verunreinigungen des Dolomitmarmors durch Anwesenheit von Quarz, wie es ein von der Sierra de Carapé stammendes Gestein zeigt, das außerdem noch Feldspat führt. Derartige Bildungen leiten sich von ursprünglichen sandigen, dolomitischen Kalken her.

Im Westen des Landes sah ich zwar von derartigen krystallinen Kalken noch nichts, doch scheinen analoge dunkle Phyllite in der Nähe der Station Mal Abrigo<sup>2)</sup> verbreitet zu sein.

Wenn wir also annehmen, daß unser Vorkommen durch Verdrängung eines in Phyllite eingeschalteten linsenförmigen Vorkommens von unreinem Dolomitmarmor entstanden ist, so finden wir in der sekundären Injektion des Talkschiefers durch carbonatische Lösungen eine Bestätigung; derart, daß die Drusen von Kalkspat Teile jenes Marmorlagers sind, die, noch in der

<sup>1)</sup> S. auch GUILLEMAIN a. a. O. S. 220.

<sup>2)</sup> S. die Kartenskizze Fig. 1.

Tiefe anstehend, durch spätere Vorgänge hydrothermaler Natur gelöst und in die Höhe gebracht wurden. Mit Sicherheit anzugeben, woher der andere carbonatische Bestandteil der Geoden, der Manganspat, stammt, wird kaum möglich sein, doch möge man an die Beteiligung von Manganoxiden bei der Bildung der so verbreiteten Dendriten denken, um die Häufigkeit dieses Stoffes sich vor Augen zu halten. Zudem fehlt es dem hiesigen krystallinen Grundgebirge nicht an Manganerzen, wie technisch wichtige Vorkommen im Norden des Landes beweisen<sup>1)</sup>.

Über die Herkunft der Magnesiumsilikatlösung kann bei der großen Verbreitung des Granites der Gegend und bei der unmittelbaren Nachbarschaft von zugehörigen Plutonit- und Schizolithphorphyrn kein Zweifel bestehen: es handelt sich um postvulkanische Emanationen, die begreiflicherweise die Grenze zweier verschiedener Gesteine, Quarzitschiefer und Phyllit, bevorzugten.

Was nun die spätere Infiltration der Schiefer mit carbonatischer und kieseliger Substanz anlangt, so beschäftigt uns zunächst das Alter dieses Vorganges. Glücklicherweise fehlt es nicht an analogen Bildungen in Uruguay und im südlichen Brasilien, unter denen die aus Kieselsäure bestehenden Füllmassen von Dampfporen oder von ausgewitterten Teilen<sup>2)</sup> diabasisch-melaphyrischer Gesteine teils in der Form von Bergkrystall- und Amethystgeoden, teils als Achat und Enhydros allgemein bekannt sind. Der weitaus größte Teil dieser Mineralien befindet sich auf sekundärer Lagerstätte, ich konnte jedoch Stellen namhaft machen, wo sie einerseits noch im Zusammenhange mit dem Eruptivgestein stehen, und wo andererseits kieselige Lösungen teils fremde Gesteine imprägnierten, teils in derartiger Menge auftraten, daß sie schichtbildend wirkten<sup>3)</sup>. Ein Vorkommen der letzteren Art, das im brasilischen Staate Rio Grande do Sul gelegen ist, wurde mit den „Serra-Geral-Eruptivgesteinen“, dem jüngsten Gliede der ganzen „Gondwana-Formation“, parallelisiert und gesagt, daß die kieseligen Substanzen im Gefolge von oder gleich nach der Effusion der vielfach mandelsteinartig struierten Diabas-Melaphyrmassen empordrangen. Das Alter dieser Gesteine ist noch nicht mit Sicherheit festgestellt, doch ist recht wahrscheinlich, daß sie dem obersten Mesozoicum, wenn nicht gar dem Tertiär zugehören<sup>4)</sup>. Dieses

<sup>1)</sup> C. GUILLEMAIN, a. a. O. S. 211.

<sup>2)</sup> K. WALTHER, a. a. O. S. 581.

<sup>3)</sup> Zentralblatt f. Min. 1912, S. 400.

<sup>4)</sup> Vgl. hierzu K. WALTHER, Zentralblatt f. Min. 1913, S. 68.

Alter würden also auch unsere Chalcedon-Quarz-Tridymit-Imprägnationen beanspruchen.

Als Ursprungsort der Siliciumdioxyde, der allgemein im krystallinen, durch massenhaftes Vorkommen von Granit ausgezeichneten Grundgebirge zu suchen ist, dürfen wir im vorliegenden Falle wohl den unmittelbar anliegenden Quarzitschiefer bezeichnen, aus dessen<sup>\*</sup> partieller Aufarbeitung das Kieselsäuregel entstand.

Wenn wir uns nun zu der Umwandlung des Kolloids in die Kristalloide wenden, so nehmen wir damit Stellung zu im Gegensatz zu früheren Ansichten neuerdings verfochtenen Meinungen über die Bildung des Achates; handelt es sich doch bei ihm wie bei unserem Vorkommen um Füllung von Hohlräumen. Es soll aber hier nicht näher auf die Frage nach dem Ursprunge jener die Achate kennzeichnenden Lagerstruktur eingegangen werden, Betrachtungen, die den Hauptinhalt der Untersuchungen R. LIESEGANGS bilden<sup>1)</sup>, sondern es soll vielmehr die Aufmerksamkeit darauf gerichtet werden, in welcher Weise das Gel sich in die drei krystallisierten Modifikationen umwandelte, und wie hierbei die spätere<sup>2)</sup> Schichtung gewissermaßen vorgezeichnet wurde.

Diese Anlage der Bänderung denke ich mir durch die oben beschriebene Differenzierung des erstarrenden Gels in Chaledon (äußere) und Quarz sowie Tridymit (innere Teile des Hohlraums). Das erste Mineral bildete sich unter der abkühlenden Wirkung der Wände, während die beiden anderen ein gegen Wärmeabgabe isoliertes Medium fanden und bei erheblich höherer Temperatur und höherem Drucke krystallisierten. Auf den Mechanismus der Hohlraumausfüllung ist R. E. LIESEGANG, wie er selbst sagt (a. a. O. S. 188), nicht eingegangen; man muß sich aber nun wohl vorstellen, daß das Gel in einem Akt den Hohlraum erfüllte. Dies ist nur möglich, wenn es sich in sehr leichtflüssigem Zustande befand und Wasser enthielt (Enhydros!). „In vereinzeltten Fällen wird es als Ganzes geschrumpft sein, wodurch dann daneben ein neuer Hohlraum und damit die Möglichkeit für eine zweite Achatbildung entsteht (LIESEGANG

<sup>1)</sup> Siehe z. B. in DOELTERS Handbuch der Mineralchemie II, S. 186.

<sup>2)</sup> Daß der die Hauptmasse der Mandeln ausmachende Chalcedon auch nach seiner Verfestigung noch für Lösungen durchlässig ist, zeigt sich bei der künstlichen Färbung der Achate. Die Tatsache, daß hier und da die Spitzen der senkrecht zu den Pigmentschalen und den Wänden des Hohlraumes (s. o.) stehenden Chalcedonfasern durch diese hindurchragen (LIESEGANG a. a. O. S. 189), möchte ich als ein Weiterwachsen der Substanz nach Entstehung der Bänderung betrachten.

a. a. O. S. 189). Für gewöhnlich erstarrte es unter dem Einflusse der abkühlenden Hohlraumwände als Chalcedon und Quarz, womit eine beträchtliche Verringerung seines Volumens verbunden war, und schließlich ein hohler Raum im Innern der Mandel entstand, in den die Quarzkrystalle hineinragen.

Montevideo, September 1913.

---

## 10. Die Foraminiferen und Ostracoden des Emschers, besonders von Obereving und Derne nördlich Dortmund.

Von Herrn A. FRANKE.

Hierzu Taf. XXVII.

### Literatur.

Nur diejenigen Werke, die hier berücksichtigt wurden, sind angeführt. Bei den einzelnen Arten ist meist nur dasjenige Werk zitiert, in dem eine gute Beschreibung und Abbildung gegeben ist, von den zahlreichen Arbeiten von REUSS meist die letzte. Der Kürze halber sind die Werke in der eingeklammerten Form angegeben.

- 1840 D'ORBIGNY, Mémoires sur les Foraminifères de la Craie blanche du Bassin de Paris. Mémoires de la soc. géol. de France 4, Paris 1840. (D'ORBIGNY, Craie blanche.)
- 1845 REUSS, Die Versteinerungen der Böhmischen Kreideformation. Stuttg. Abt. I u. II. (REUSS, Böhm. Kreidef.)
- 1851 REUSS, Die Foraminiferen und Entomostraceen des Kreidemergels von Lemberg. HAIDINGER, Naturwissenschaftl. Abhandlungen 4. (REUSS, Lemberg.)
- 1854 REUSS, Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, Denkschrift der Kais. Akad. d. Wissensch., Wien 7. (REUSS, Ostalpen.)
- 1855 REUSS, Ein Beitrag zur genauen Kenntnis der Kreidegebilde Mecklenburgs. Diese Zeitschr. 7. (REUSS, Mecklenburg.)
- 1860 REUSS, Die Foraminiferen der westfälischen Kreideformation. Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wissensch., Wien 40, auch als selbstständige Schrift erschienen, Seiten- und Tafelzahlen sind hier nach letzterer angeführt. (REUSS, Westf. Kreidef.)
- 1861 REUSS, Die Foraminiferen des Kreidetuffs von Maastricht. Paläontologische Beiträge II. Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wiss., Wien 44. (REUSS, Maastricht.)
- 1861 REUSS, Die Foraminiferen der Schreibkreide von Rügen. Paläontologische Beiträge III. Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wiss., Wien 44. (REUSS, Rügen.)
- 1861 REUSS, Die Foraminiferen des senonischen Grünsandes von New Jersey. Paläontologische Beiträge IV. i. Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wissensch., Wien 44. (REUSS, New Jersey.)
- 1862 REUSS, Die Foraminiferen-Familie der Lageniden i. Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wissensch., Wien 46. (REUSS, Lageniden.)

- 1875 REUSS, Die Foraminiferen, Bryozoen und Ostracoden des Pläners. In GEINITZ, Das Elbtalgebirge in Sachsen II. Palaeontographica **20**, 2. (REUSS, Elbtalgeb. II.)
- 1878 MARSSON, Die Foraminiferen der weißen Schreibkreide der Insel Rügen. Mitteil. d. naturw. Ver. v. Neuvorpommern u. Rügen **10**. (MARSSON, Rügen.)
- 1884 BRADY, Report on the Foraminifera dredged by H. M. S. Challenger. Zoology **9**. (BRADY, Challenger.)
- 1891 BEISSEL-HOLZAPFEL, Die Foraminiferen der Aachener Kreide. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., Neue Folge, Heft 3, 1891. (BEISSEL, Aachener Kreide.)
- 1899 EGGER, Foraminiferen und Ostracoden aus den Kreidemergeln der oberbayerischen Alpen. Abhandl. d. Kgl. bayer. Akad. d. Wissensch., 2. Kl., **21**, München. (EGGER, Oberbayer. Alpen.)
- 1895 RHUMBLER, Entwurf eines natürlichen Systems der Thalamophoren. Nachr. d. Kgl. Ges. d. Wissensch., Göttingen.
- 1910 FRANKE, Die Foraminiferen und Ostracoden des Untersenons im Becken von Münster usw. Diese Zeitschr., **62**, Monatsber.
- 1912 FRANKE, Die Foraminiferen der Kreideformation des Münsterschen Beckens. Verhandl. d. Naturhist. Vereins d. preuß. Rheinlande u. Westfalens, **69**, Bonn.

Im Anschluß an die Arbeit von FRITZ FRANKE über die Fauna des Emschers nördlich von Dortmund, besonders über die meist von mir gesammelten Funde aus den Ziegeleien „Dortmunder Tonwerke“ bei Obereving und „Derner Tonwerke“ in der Nähe von Bahnhof Derne folgt hier eine Aufzählung der Foraminiferen- und Ostracoden-Fauna. Zur Vervollständigung wurden auch andere Fundorte des Emschers im Münsterschen Becken berücksichtigt. Die vielfach ähnliche petrographische Beschaffenheit von Emscher und Untersenon in merglicher Facies veranlaßte mich, nur solche Fundorte zu erwähnen, bei denen sich mit Sicherheit sagen läßt, daß es sich um Emscher handelt. Die leichte Schlammbarkeit des tonigen Mergels macht seine, dem bloßen Auge verborgene Mikrofauna der Untersuchung leicht zugänglich. Bereits in meiner Arbeit: „Die Foraminiferen der Kreideformation des Münsterschen Beckens“ (Verhandl. d. Naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1912) wurde der Emscher vom Untersenon getrennt aufgeführt, aber durch eine eingehende Untersuchung des Materials der oben genannten und anderer Fundorte konnte die Artenzahl aus dem Emscher beträchtlich erhöht werden, so daß sich bis jetzt ca. 120 Arten an Foraminiferen und Ostracoden feststellen ließen. Obgleich der Emscher auch anderwärts in Deutschland und in anderen Ländern vertreten ist, hat bisher seine Mikrofauna noch keine besondere Bearbeitung gefunden.

Bei der nachfolgenden Aufzählung folge ich dem von RHUMBLER aufgestellten Systeme (RHUMBLER, Entwurf eines natürlichen Systems der Thalamophoren 1895).

## Aufzählung der Arten.

### I. Foraminiferen.

#### I. Fam. Rhabdamminidae.

*Webbina rugosa* D'ORB. BEISSEL, Aachener Kreide, S. 70, T. XIII, F. 40—42.

Rahm s, Kirchderne s.

#### II. Fam. Ammodiscidae.

*Cornuspira cretacea* REUSS pro parte. Westf. Kreidef., S. 33, T. I, F. 1. Die von REUSS in Foraminiferen des norddeutschen Hils und Gault, S. 34, T. I, Fig. 10—12 aufgeführte *Cornuspira* *cret.* gehört zu *Ammodiscus gaultinus* BERTHELIN, Mémoires sur les Foraminifères fossiles de l'étage albien de Montelay, S. 19 in Mémoires de la société géologique de France. Paris 1880.

Eving s. Derne s. a. a. O. s.

#### III. Fam. Spirillinidae fehlt.

#### IV. Fam. Nodosinellidae fehlt.

#### V. Fam. Millionidae.

*Miliolina* cf. *angusta* PHIL. REUSS, Beitr. z. Charakt. der Tertiärsch. des nördl. und mittleren Deutschlands. Sitzber. d. K. Akad. d. Wiss., 18, Wien 1855, S. 253, T. IX, F. 90.

Die sehr kleine Art ist dieser tertiären sehr ähnlich, ebenso der rezenten *M. oblonga* MONTAGU, die im Mittelmeer häufig ist. Ich habe die Art bereits öfter in der westfälischen Kreide angetroffen, so im Ob. Senon von Mersch und im Emscher nördl. Lütgendortmund.

*Miliolina* sp. Ein schlecht erhaltenes Exemplar von Derne, ähnlich *M. semiplana* REUSS.

*Spiroloculina cretacea* REUSS. Ostalpen 1854, S. 72, T. XXVI, F. 2.

Derne s.

#### VI. Fam. Orbitolitidae fehlt.

#### VII. Fam. Textularidae.

*Textularia anceps* REUSS, Böhm. Kreidef. I, S. 39, T. VIII, F. 79 u. T. XIII, F. 78.

Eving ns, auch im Emscher von Kirchderne, Rahm u. a. O.

*Textularia globifera* REUSS, Westf. Kreidef. 1860, S. 88, T. XIII, F. 8. Hier wie fast überall in der oberen Kreide sehr häufig.



*Textularia concinna* REUSS, Westf. Kreidef., S. 89, T. XIII,  
F. 1.

Levringhausen s.

*Textularia foeda* REUSS, Böhm. Kreidef. II, S. 109, T. XLIII,  
F. 12, 13.

Bergkamen s.

*Gaudryina carinata* n. sp. Taf. XXVII, Fig. 4—6.

Anfangsteil dreikantig, gekielt, den 4. bis 5. Teil des Gehäuses betragend. Die 3 Flächen sind ungleich, sich schnell verbreiternd; die größte ungefähr ein gleichseitiges Dreieck bildend. Die größte Fläche setzt sich über den vierseitigen Teil fort, nahezu die gleiche Breite beibehaltend. Der dieser Fläche gegenüberliegende Kiel teilt sich; die zwischen den entstandenen beiden Kielen liegende Fläche bildet am vierseitigen Teile die zweitgrößte Fläche und liegt ungefähr parallel der größten Fläche, so daß der Querschnitt des vierseitigen Teiles ein Trapez bildet. Bei größeren Exemplaren tritt bisweilen auf den großen Flächen noch ein Kiel auf, so daß das Gehäuse in seinem späteren Teile 4—6 Kiele besitzt. Nach den letzten Kammern zu verflachen sich die Kiele. Kammerscheidewände am dreikantigen Teile undeutlich, im vierseitigen nur auf den kleinen Seitenflächen etwas vertieft. Mundöffnung ein kleines rundes Loch nahe der Mitte der inneren Seite der letzten Kammer. Gehäuse fein sandig, rauh. An einem mit Kanadabalsam durchscheinend gemachten Exemplar zeigt sich, daß der Anfangsteil aus 3 Reihen von je 5 Kammern besteht, der vierseitige Teil besteht aus 2 Reihen von je 5 alternierenden Kammern, bedeutend größer als die des Anfangsteils.

Länge 0,6—0,8 mm, Breite 0,2—0,3 mm.

Häufig im Emscher von Obereving, Derne u. a. Orten, auch im Untersenon.

*Gaudryina laevigata* n. sp. Taf. XXVII, Fig. 1 u. 2.

Schale kalkig, glatt. Anfangsteil 3kantig,  $\frac{1}{3}$ — $\frac{3}{4}$  des Gehäuses betragend. Die folgenden Kammern alternierend in 2 Reihen angeordnet, schnell an Größe zunehmend. Am zweireihigen Teile sind die Nähte etwas vertieft. Querschnitt des zweireihigen Teiles rund bis abgerundet viereckig. Mundöffnung ein mondformiger Schlitz an der inneren Seite der letzten Kammer.

Länge 0,9—1,25 mm.

Die Art ist ähnlich *Gaudryina rugosa* D'ORB., unterscheidet sich aber von ihr durch ihr kalkiges, glattes Gehäuse.

Im Emscher des Münsterschen Beckens sehr verbreitet, wohl meist mit *G. rugosa* D'ORB. verwechselt. Übergänge konnte ich nicht feststellen, obwohl beide bei Obereving häufig auftreten. Zum Vergleich gebe ich die Abbildungen von beiden Arten.

*Gaudryina oxycona* REUSS, Westf. Kreidef., S. 85, T. XII, F. 3.

Westerfilde, Levringhausen u. a. O., meist ns.

*Gaudryina pupoides* D'ORB., Craie blanche, S. 44, T. IV, F. 22—24.

Obereving s., Derne s., a. a. O., meist ns.

*Gaudryina rugosa* D'ORB., Craie blanche, S. 44, T. IV, F. 20, 21.

Obereving h., Kirchderne, Rahm, Bergkamen meist h.

*Verneuilina Bronni* REUSS, Lemberg, S. 40, T. IV, F. 2.

Eving ns. Rahm u. a. O.

*Verneuilina Münsteri* REUSS, Ostalpen, S. 71, T. XXVI, F. 5.

Bergkamen ns.

*Tritaxia compressa* EGGER, Oberbayer. Alpen 1899, S. 41,

T. IV, F. 29, 30, 31. Wahrscheinlich ist die Art

identisch mit *Haplophragmium Murchisoni* REUSS in

BEISSEL, Aachener Kreide, S. 15, T. IV, F. 1—10; erst

Schliffe, die die Embryonalkammer freilegen, können zeigen,

ob der Anfangsteil des Gehäuses spiralig aufgerollt ist.

Die von BEISSEL als *Haplophragmium Murchisoni* REUSS

angeführte Art läßt sich nicht mit der von REUSS, Ost-

alpen 1854, S. 65, T. XXV, F. 1 u. 2, als *Triplasia*

*Murchisoni*, später in Westf. Kreidef. 1860, S. 55, als

*Rhabdagonium Murchisoni* bezeichneten Art vereinigen.

Ich habe deshalb den Namen von EGGER beibehalten. Ihre Zugehörigkeit zu dieser Gattung ist zweifelhaft.

Eving h., Derne h.

*Tritaxia tricarinata* REUSS, Westf. Kreidef., S. 84, T. XII,

F. 1, 2.

Derne ns.

*Valvulina allomorphinoides* REUSS, Westf. Kreidef. 79, T. XI,

F. 6.

Rahm, Bergkamen ns.

*Valvulina spicula* REUSS, Böhm. Kreidef. I, S. 37, T. XIII,

F. 69.

Eving ns., Derne ns., Bergkamen, Kirderne, Rahm

a. a. O. ns.

*Bolivina linearis* EHRENBG. MARSSON, Rügen 1878, S. 155,  
T. III, F. 22.

Derne s. Wegen ihrer Kleinheit wohl oft übersehen.  
*Pleurostomella subnodosa* REUSS, Westf. Kreidef., S. 60, T. VIII,  
F. 2.

Eving s, Derne s, Kirchderne, Rahm.  
*Bulimina d'Orbigny* REUSS, Böhm. Kreidef. I, S. 38, T. XIII,  
F. 74.

Bergkamen ss.  
*Bulimina intermedia* REUSS, Lemberg, S. 39, T. III, F. 11.

Eving s, Derne s, Bergkamen.  
*Bulimina Murchisoniana* D'ORB., Craie blanche, S. 41, T. IV,  
F. 15, 16.

Rahm s.  
*Bulimina obesa* REUSS, Lemberg, S. 40, T. III, F. 12; T. IV,  
F. 1.

Eving ns.  
*Bulimina ovulum* REUSS, Lemberg, S. 38, T. III, F. 9.

Eving s. Bergkamen.  
*Bulimina variabilis* D'ORB., Craie blanche, S. 40, T. III,  
F. 9—12.

= *Ataxophragmium variabile* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 124.

= *Polyphragma variabile* D'ORB. BEISSEL, Aachener Kreide,  
S. 20, T. II, F. 46—53.

Eving hh, Derne hh.

#### VIII. Fam. Nodosaridae.

*Nodosaria aspera* REUSS, Böhm. Kreidef. I, S. 26, T. XIII,  
F. 14, 15.

Kirchderne, Bergkamen s.

*Nodosaria inflata* REUSS, Mecklenburg, S. 263, T. VIII, F. 2, 3, 4.  
Marten, Rahm, Kirchderne s.

*Nodosaria lepida* REUSS, Westf. Kreidef., S. 34, T. I, F. 2.  
Kirchlinde, Bergkamen s.

*Nodosaria obscura* REUSS, Elbtalgebirge II, S. 83, T. XX,  
F. 15—18.

Eving s, Derne ns, Marten, Kirchderne.

*Nodosaria paupercula* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 81, T. XX,  
F. 5—7.

Eving s, Derne s., Rahm, Kirchderne.

*Nodosaria Zippei* REUSS, Böhm. Kreidef. I, S. 25, T. VIII,  
F. 1—3.

Eving s. a. a. O. ns.

- Dentalina affinis* REUSS = *Nodosaria affinis* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 83, T. XX, F. 12.  
Kirderne ns.
- Dentalina baltica* REUSS, Mecklenburg, S. 209, T. VIII, F. 15.  
Derne ss.
- Dentalina catenula* REUSS, Westf. Kreidef., S. 41, T. III, F. 6.  
Rahm ss.
- Dentalina cognata* REUSS., Westf. Kreidef., S. 39, T. I, F. 9.  
Derne s, Kirchderne s.
- Dentalina communis* D'ORB., Craie blanche, S. 13, T. I, F. 4.  
Eving ns, Derne ns. Rahm, Bergkamen.
- Dentalina cylindroides* REUSS, Westf. Kreidef., S. 41, T. I, F. 8.  
Derne s, Bergkamen.
- Dentalina gracilis* D'ORB., Craie blanche, S. 14, T. I, F. 5.  
Derne s, Levringhausen.
- Dentalina legumen* REUSS, Westf. Kreidef., S. 43, T. III, F. 5.  
Marten, Levringhausen, a. a. O. ns.
- Dentalina Lilli* REUSS, Lemberg, S. 25, T. I, F. 11.  
Eving s, Derne s.
- Dentalina nodosa* D'ORB., Craie blanche, S. 14, T. I, F. 6, 7.  
Eving ns, Derne s, Bergkamen.
- Dentalina oligostegia* REUSS = *Nodosaria oligostegia* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 83, T. XX, F. 15—18.  
Eving ss, Derne s.
- Dentalina subrecta* REUSS, Westf. Kreidef., S. 38, T. I, F. 40.  
Bergkamen, Kirchderne ss.
- Lingulina pygmaea* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 89, T. XX, F. 23.  
Eving ss, Derne ss.
- Fron dicularia angusta* NILSS. REUSS, Westf. Kreidef., S. 52, T. IV, F. 5.  
Eving ns, Derne ns. Levringhausen, Kirchderne.
- Fron dicularia marginata* REUSS, Westf. Kreidef., S. 49, T. V, F. 3.  
Eving ns, Derne ns.  
Beide Arten gehen ineinander über, deshalb ist vielleicht letztere Art nur als eine Form von *F. angusta* zu betrachten.
- Fron dicularia angustissima* REUSS, Westf. Kreidef., S. 53, T. IV, F. 6.  
Eving s, Derne ns, Levringhausen.
- Fron dicularia angulosa* D'ORB., Craie blanche, S. 22, T. I, F. 39. REUSS, Westf. Kreidef., S. 47, zitiert falsch *Fr. angulata* D'ORB.  
Bisher in Eving und Derne nicht gefunden, Westerfilde.

*Frondicularia Archiacina* D'ORB., Craie blanche, S. 20, 21,  
T. I, F. 34—36.

Derne ss, Rahm.

*Frondicularia canaliculata* REUSS, Westf. Kreidef., S. 50,  
T. VI, F. 1.

Eving ss, Derne ss.

*Frondicularia lanceola* REUSS, Westf. Kreidef., S. 54, T. V, F. 1.  
Levringhausen.

*Frondicularia Goldfussi* REUSS, Westf. Kreidef., S. 48, T. IV,  
F. 7.

Eving ns, Derne ns., Dingen, Rahm, Kirchderne,  
Levringhausen.

In Derne wurde ein dreischenkliges Exemplar ge-  
funden.

*Frondicularia inversa* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 94, T. XXI,  
F. 5—7 u. 11.

Eving s, Westerfilde, Levringhausen.

*Frondicularia microdisca* D'ORB., Westf. Kreidef., S. 51,  
T. V, F. 4.

Nicht in Eving und Derne. Bisher nur 2 Exemplare  
in Marten.

*Frondicularia striatula* REUSS, Böhm. Kreidef. I, S. 30, T. VIII,  
F. 23 u. II, S. 107, T. XLIII, F. 11.

Bergkamen.

*Frondicularia turgida* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 97, T. XXI,  
F. 17, 18.

Eving ss, Derne s, verbreitet, aber immer s.

*Marginulina elongata* D'ORB., Craie blanche, S. 17, T. I,  
F. 20—22.

Eving ss, Rahm, Bergkamen, Kirchderne.

*Marginulina ensis* REUSS, Lemberg, S. 27, 28, T. II, F. 16.

Eving ns, Derne h, auch a. a. O. h.

*Vaginulina* sp.

1 Exemplar bei Derne.

*Lagena apiculata* REUSS, Lemberg, S. 22, T. I, F. 1.

Eving ss, Derne ss, Westerfilde.

*Lagena globosa* WALK. REUSS, Lageniden, S. 318, T. I,  
F. 1—3.

Eving ss, Westerfilde, Bergkamen.

*Lagena* cf. *gracilicosta* REUSS, Lageniden, S. 327, T. III,  
F. 42, 43.

Eving ss.

*Lagena hispida* REUSS, Lageniden, S. 335, T. VI, F. 77—79.  
Kirchlinde.

- Lagena hystrix* REUSS, Lageniden, S. 335, T. VI, F. 80.  
Derne ss.
- Fissurina alata* REUSS, Lageniden, S. 339, T. VII, F. 87.  
Eving ss.
- Flabellina Boudouiniana* D'ORB., Craie blanche, S. 24, T. II, F. 8—11.  
Eving ss. Rahm, Marten.
- Flabellina elliptica* NILSS. = *Fl. cordata* REUSS, Ostalpen, S. 67, T. XXV, F. 6—8.  
Derne ss, Westerfilde.
- Flabellina rugosa* D'ORB., Craie blanche, S. 23, T. II, F. 4, 5, 7.  
Eving ns. Derne ns. a. a. O. ns.
- Cristellaria compressa* D'ORB. = *Marginulina compr.* D'ORB.  
Craie blanche, S. 17, T. I, F. 18 u. 19; REUSS, Elbtalgeb. II, S. 101, T. XXIII, F. 5.  
Rahm s.
- Cristellaria Gaudryana* D'ORB. Craie blanche, S. 28, S. II, F. 26, 27.  
Rahm, Marten ss.
- Cristellaria intermedia* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 103, T. XXII, F. 5.  
Derne s, Bergkamen.
- Cristellaria microptera* REUSS, Westf. Kreidef., S. 71, T. VIII, F. 7.  
Eving s, Derne s, Marten.
- Cristellaria macrodisca* REUSS, Hils und Gault, 1862, S. 78, T. IX, F. 5; EGGER, Oberbayerische Alpen, S. 120, T. XI, F. 5, 6.  
Die großen, zum Formenkreis der *Cristellaria rotulata* LAM. gehörenden Exemplare aus Emscher und U. Senon weichen durch ihre große, knopfartig hervorragende Nabelscheibe von der typischen *Cr. rotulata* ab; ich stelle sie deshalb (nach EGGER) zu obiger Art.
- Cristellaria navicula* D'ORB., Craie blanche, S. 27, T. II, F. 19, 20.  
Eving ss, Derne s, Marten.
- Cristellaria ovalis* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 103, T. XXII, F. 6—11.  
Eving h, Derne ns, a. a. O. h.
- Cristellaria rotulata* LAM. D'ORBIGNY, Craie blanche, S. 26, T. II, F. 15—18.  
Eving hh, Derne hh, a. a. O. hh.
- Cristellaria triangularis* D'ORB., Craie blanche, S. 27, T. II, F. 21, 22.  
Derne ss, a. a. O. meist ns.

*Cristellaria subalata* REUSS, Ostalpen, S. 68, T. XXV, F. 13.  
Eving s.

*Cristellaria lobata* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 104, T. XXII, F. 12;  
T. XXIII, F. 1.

Eving ns.

*Robulina lepida* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 106, T. XXIII, F. 4.

Eving ns, Derne s, Westerfilde.

*Polymorphina orbignii* ZBORZEWSKI. BRADY, PARKER and JONES, On the Genus *Polymorphina* in Trans. Linn. Soc. Vol. XXVII, 1870, S. 244. T. XLII, F. 38a—c.

= *Globulina horrida* REUSS, Lemberg, S. 43, T. IV, F. 8.  
Bergkamen.

*Polymorphina* (*Globulina*) *lacryma* REUSS, Böhm. Kreidef. I, S. 40,  
T. XII, F. 6; T. XIII, F. 83.

Eving ss. Rahm.

*Polymorphina* (*Globulina*) *porrecta* REUSS, Westf. Kreidef., S. 86,  
T. XII, F. 4.

Rahm.

*Polymorphina problema* D'ORB. f. *cretacea* REUSS.

= *Guttulina cretacea* REUSS., Lemberg, S. 44, T. IV, F. 10.

Rahm, Kirchlinde ns.

*Ramulina aculeata* D'ORB. (nicht J. WRIGHT)

= *Dentalina aculeata* D'ORB., Craie blanche, S. 13, T. I, F. 2,  
3. Eving ns, Derne ns, nur in Bruchstücken.

*Ramulina globifera* BRADY, Challenger, S. 587, T. LXXVI,  
F. 22—28.

Kirchderne, ebenfalls nur in Bruchstücken.

In CHAPMAN, The Foraminifera of the Gault of Folkestone sind beide Arten der Gattung *Ramulina* aufgeführt. Die zu *R. aculeata* J. WRIGHT gegebene Abbildung gleicht mehr der grobstacheligen *R. globifera* BRADY, und die unter *R. globifera* BRADY abgebildete Art stimmt mit der von D'ORBIGNY beschriebenen und abgebildeten *Dentalina aculeata* überein.

#### IX. Fam. Endothyridae.

*Haplophragmium aequale* RÖM. REUSS, Westf. Kreidef., S. 74,  
T. XI, F. 2, 3.

Kirchderne.

*Haplophragmium agglutinans* D'ORB. EGGER, Oberbayer. Alpen,  
S. 138, T. I, F. 38—41, 47, 48.

Eving s.

*Haplophragmium compressum* BEISSEL, Aachener Kreide,  
S. 16, T. IV, F. 11—23.

Eving ns, Derne ns, Kirchderne.

*Haplophragmium fontinense* TERQ. BRADY, Challenger, S. 312, T. XXXV, F. 10, 11; EGGER, Oberbayer. Alpen, S. 140, T. I, F. 14—16, 19, 20, 25—29; T. II, F. 40—42.

Derne s.

*Haplophragmium irregulare* RÖM. REUSS, Westf. Kreidef., S. 73, T. XIII, F. 29.

Eving s, Derne ns, Kirchderne.

*Lituola nautiloidea* LAM. REUSS, Westf. Kreidef., S. 76, T. X, F. 5—8.

Eving ns, Derne h, Kirchderne, Bergkamen.

#### X. Fam. Rotalidae.

*Truncatulina convexa* REUSS, Lemberg, S. 36, T. III, F. 4.  
Levringhausen, Marten.

*Truncatulina lobatula* WALK & JAC. MARSSON, Rügen, S. 167, T. V, F. 38.

Westerfilde, Bergkamen, Kirchderne.

*Planorbulina ammonoides* REUSS, Elbtalgebirge II, S. 114, T. XXIII, F. 9.

Eving h, Derne h, a. a. O. h.

*Planorbulina complanata* REUSS = *Anomalina complanata* REUSS, Lemberg, S. 36, T. III, F. 3.

Kirderne, Kamen, überall s.

*Planorbulinapolygraphes* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 114, T. XXIII, F. 10.

Eving ns, a. a. O. ns.

*Pulvinulina Micheliana* D'ORB. = *Rotalina Micheliana* D'ORB., Craie blanche, S. 31, T. III, F. 1—3.

Eving h, Derne ns, a. a. O. meist ns.

*Rotalia exsculpta* REUSS, Westf. Kreidef., S. 78, T. XI, F. 4.  
Eving s, Derne s.

*Rotalia Bosqueti* REUSS, Maastricht 1861, S. 322, T. III, F. 1.  
Derne ss, nur 2 kleine Exemplare.

*Rotalia nitida* REUSS, Böhm. Kreidef. I, S. 35, T. VIII, F. 52, T. XII, F. 20.

Eving h, Derne h, a. a. O. h.

*Globigerina cretacea* D'ORB., Craie blanche, S. 34, T. III, F. 12—14.

Überall hh.

*Globigerina marginata* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 112 = *Rosalina marginata* REUSS, Ostalpen, S. 69, T. XXVI, F. 1.

Eving, Derne, a. a. O. hh.

*Globigerina trochoides* REUSS, Lemberg, S. 37, T. III, F. 5.  
Eving s.



*Globigerina aspera* EHRENBG. EGGER, Oberbayer. Alpen, S. 170, T. XXI, F. 18—20.

*Rotalia aspera* EHRENBG. BEISSEL, Aachener Kr., S. 73, T. XIV, F. 1—6.

Eving s.

In BEISSEL, S. 73, Fußnote, bemerkt HOLZAPFEL, daß die Art von *Glob. cret.* kaum verschieden sein dürfte. Geringere Größe, das beiderseitige fast gleiche, flache Gehäuse, die durch kleine Stacheln rauhe Oberfläche unterscheiden sie leicht von *Globigerina cretacea*.

*Orbulinaria* sp.

Eving s.

## II. Ostracoden.

### I. Fam. Cypridae.

*Bairdia subdeltoidea* v. MSTR. REUSS, Elbtalgeb. II, S. 140, T. XXVI, F. 5.

Eving h, Derne h, a. a. O. h.

### II. Fam. Cytheridae.

*Cythere serrulata* BOSQ. = *Cythere cornuta* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 148, T. XXVII, F. 8.

Eving s, Derne s, a. a. O. s.

*Cythere semiplicata* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 145, T. XXVI, F. 3. Derne ns.

*Cythereis ornatissima* REUSS = *Cythere ornatissima* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 146, T. XXVII, F. 5, 6.

Eving ns, Derne h, a. a. O. ns.

*Cytheropteron concentricum* REUSS = *Cytherina concentrica* REUSS, Elbtalgeb. II, S. 144, T. XXVII, F. 1.

Derne s.

*Cytherideis laevigata* RÖM. REUSS, Elbtalgeb. II, S. 150, T. XXVIII, F. 1—3.

Derne ns.

### III. Fam. Cytherellidae.

*Cytherella ovata* RÖM. REUSS, Elbtalgeb. II, S. 151, T. XXVIII, F. 4, 5.

Derne s, a. a. O. ns.

*Cytherella Münsteri* RÖM. REUSS, Elbtalgeb. II., S. 152, T. XXVIII, F. 6, 7.

Derne s.

*Cytherella Williamsoniana* JONES. REUSS, Elbtalgeb. II, S. 153, T. XXVIII, F. 9, 10.

Derne ns, a. a. O. s.

## Tabellarische Übersicht

über die im Emscher, besonders bei Ob.-Eving und Derne nördl. von Dortmund, aufgefundenen Foraminiferen und Ostracoden und deren Verbreitung in der oberen Kreide Westfalens.

	Ob. Senon	Unt. Senon	Emscher			Turon	Cenoman
			Derne	Ob.-Eving	a. a. O.		
I. Foraminiferen.							
<i>Webbina rugosa</i> D'ORB. . . . .	—	—	—	—	s	ns	—
<i>Cornuspira cretacea</i> REUSS . . . . .	ns	ns	s	s	s	s	—
<i>Miliolina</i> cf. <i>angusta</i> PHIL. . . . .	s	—	ss	—	—	—	—
<i>M.</i> cf. <i>semitiplana</i> REUSS . . . . .	—	s	ss	—	—	—	—
<i>Spiroloculina cretacea</i> REUSS . . . . .	—	—	ss	—	—	—	—
<i>Textularia anceps</i> REUSS . . . . .	—	s	—	ns	s	s	—
<i>T. globifera</i> REUSS . . . . .	—	—	hh	hh	hh	—	—
<i>T. concinna</i> REUSS . . . . .	ns	ns	—	—	s	—	s
<i>T. foeda</i> REUSS . . . . .	ns	s	—	—	s	s	—
<i>Gaudryina carinata</i> n. sp. . . . .	—	s	ns	ns	—	—	—
<i>G. laevigata</i> n. sp. . . . .	—	—	ns	ns	ns	—	—
<i>G. oxycona</i> REUSS . . . . .	ns	ns	—	—	ns	ns	ns
<i>G. pupoides</i> D'ORB. . . . .	ns	ns	s	s	s	—	—
<i>G. rugosa</i> D'ORB. . . . .	h	h	—	h	ns	s	—
<i>Verneuilina Bronni</i> REUSS . . . . .	h	h	—	ns	ns	—	—
<i>V. Münsteri</i> REUSS . . . . .	ns	ns	—	—	ns	s	—
<i>Tritaxia compressa</i> EGGER . . . . .	—	ns	h	h	s	—	—
<i>T. tricarinata</i> REUSS . . . . .	ns	ns	ns	—	—	ns	ns
<i>Valvulina allomorphinoides</i> REUSS . . . . .	ns	ns	—	—	ns	—	—
<i>V. spicula</i> REUSS . . . . .	ns	ns	ns	s	ns	ns	s
<i>Bolivina linearis</i> EHRENBG. . . . .	ns	—	s	—	—	—	—
<i>Pleurostomella subnodosa</i> REUSS . . . . .	ns	ns	ss	ss	s	—	—
<i>Bulimina d'Orbigny</i> REUSS . . . . .	s	ns	—	—	ss	—	—
<i>B. intermedia</i> REUSS . . . . .	s	s	s	ns	s	—	—
<i>B. Murchisoniana</i> D'ORB. . . . .	s	ns	—	—	s	s	—
<i>B. obesa</i> REUSS . . . . .	s	—	—	ns	—	—	—
<i>B. ovulum</i> REUSS . . . . .	h	ns	—	s	s	—	—
<i>B. variabilis</i> D'ORB. . . . .	h	h	h	hh	h	h	h
<i>Nodosaria aspera</i> REUSS . . . . .	ns	ns	—	—	s	—	—
<i>N. inflata</i> REUSS . . . . .	ss	—	—	—	s	—	—
<i>N. lepida</i> REUSS . . . . .	ns	ns	—	—	s	—	—
<i>N. obscura</i> REUSS . . . . .	ss	ns	ns	s	ns	—	—
<i>N. paupercula</i> REUSS. . . . .	—	ns	s	s	s	—	—
<i>N. Zippei</i> REUSS . . . . .	ns	ns	—	s	ns	—	—
<i>Dentalina affinis</i> REUSS . . . . .	—	ns	—	—	ns	s	s
<i>D. baltica</i> REUSS. . . . .	—	—	ss	—	—	—	—
<i>D. catenula</i> REUSS . . . . .	s	s	—	—	ss	—	—
<i>D. cognata</i> REUSS . . . . .	ns	ns	s	—	s	—	—
<i>D. communis</i> D'ORB. . . . .	ns	ns	ns	ns	ns	ns	s
<i>D. cylindroides</i> REUSS . . . . .	s	s	s	—	s	—	—
<i>D. gracilis</i> D'ORB. . . . .	ns	ns	s	—	s	—	—
<i>D. legumen</i> REUSS . . . . .	ns	ns	—	—	ns	—	—

	Ob. Senon	Unt. Senon	Emscher			Turon	Cenoman
			Derne	Ob.-Eving	a. a. O.		
<i>D. Lilli</i> REUSS . . . . .	h	ns	s	ss	—	—	—
<i>D. nodosa</i> D'ORB. . . . .	ns	ns	s	ns	s	s	—
<i>D. oligostegia</i> REUSS . . . . .	ns	ns	s	ss	s	—	—
<i>D. subrecta</i> REUSS . . . . .	s	s	—	—	ss	—	—
<i>Lingulina pygmaea</i> REUSS. . . . .	—	—	ss	ss	—	—	—
<i>Fronicularia angusta</i> NILSS. . . . .	ns	ns	ns	ns	ns	ns	—
<i>Fr. marginata</i> REUSS. . . . .	s	—	ns	ns	ns	—	—
<i>Fr. angustissima</i> REUSS. . . . .	ss	ns	ns	s	ns	—	—
<i>Fr. angulosa</i> D'ORB. . . . .	s	s	—	—	s	—	—
<i>Fr. Archiacina</i> D'ORB. . . . .	ns	ns	ss	—	ss	—	—
<i>Fr. canaliculata</i> REUSS . . . . .	—	ss	—	ss	—	—	—
<i>Fr. lanceola</i> REUSS. . . . .	s	ns	—	—	s	—	—
<i>Fr. Goldfussi</i> REUSS . . . . .	ns	ns	ns	s	ns	—	—
<i>Fr. inversa</i> REUSS . . . . .	—	—	—	s	s	s	—
<i>Fr. striatula</i> REUSS . . . . .	ns	ns	—	—	s	—	—
<i>Fr. microdisca</i> D'ORB. . . . .	—	—	—	—	ss	—	—
<i>Fr. turgida</i> REUSS . . . . .	s	ns	s	ss	s	—	—
<i>Marginulina elongata</i> D'ORB. . . . .	s	s	—	ss	s	—	—
<i>M. ensis</i> REUSS . . . . .	h	h	ns	h	h	—	—
<i>Vaginulina</i> sp. . . . .	—	—	—	ss	—	—	—
<i>Lagena apiculata</i> REUSS . . . . .	s	s	ss	ss	ss	—	—
<i>L. globosa</i> WALK. . . . .	s	s	—	ss	ss	—	—
<i>L. cf. gracilicosta</i> REUSS . . . . .	—	—	—	ss	—	—	—
<i>L. hispida</i> REUSS . . . . .	s	s	—	—	ss	—	—
<i>L. hystrix</i> REUSS. . . . .	ss	—	ss	—	—	—	—
<i>Fissurina alata</i> REUSS . . . . .	—	—	—	ss	—	—	—
<i>Flabellina Baudouiniana</i> D'ORB. . . . .	ns	ns	—	ss	ns	—	—
<i>Fl. elliptica</i> NILSS. . . . .	—	s	ss	—	—	ns	s
<i>Fl. rugosa</i> D'ORB. . . . .	ns	h	ns	ns	ns	—	—
<i>Cristellaria compressa</i> D'ORB. . . . .	s	s	—	—	s	s	—
<i>Cr. Gaudryana</i> D'ORB. . . . .	—	—	—	—	ss	—	—
<i>Cr. intermedia</i> REUSS. . . . .	—	ns	s	—	s	—	—
<i>Cr. microptera</i> REUSS. . . . .	ss	ns	s	s	s	—	—
<i>Cr. macrodisca</i> REUSS . . . . .	h	h	hh	h	h	—	—
<i>Cr. navicula</i> D'ORB. . . . .	s	s	ss	s	s	—	—
<i>Cr. ovalis</i> REUSS . . . . .	ns	ns	ns	h	h	—	—
<i>Cr. rotulata</i> LAM. . . . .	hh	hh	hh	hh	hh	hh	h
<i>Cr. triangularis</i> D'ORB. . . . .	s	s	ss	—	ns	s	—
<i>Cr. subalata</i> REUSS . . . . .	—	—	—	s	—	—	—
<i>Cr. lobata</i> REUSS . . . . .	—	—	—	ns	—	—	—
<i>Robulina lepida</i> REUSS . . . . .	ss	s	s	ns	s	—	—
<i>Polymorphina Orbignii</i> ZBORZEWSKI. . . . .	—	s	—	—	s	—	—
<i>P. lacryma</i> REUSS . . . . .	—	s	—	ss	s	—	—
<i>P. porrecta</i> REUSS . . . . .	s	s	—	—	s	—	—
<i>P. problema</i> f. <i>cretacea</i> REUSS . . . . .	—	—	—	—	s	—	—
<i>Ramulina aculeata</i> D'ORB. . . . .	ns	ns	ns	ns	s	—	—
<i>R. globifera</i> BRADY . . . . .	ns	—	—	—	s	—	—

	Ob. Senon	Unt. Senon	Emscher			Turon	Cenoman
			Derne	Ob.-Eving	a. a. O.		
<i>Haplophragmium aequale</i> RÖM. . . . .	s	s	—	—	s	—	—
<i>H. agglutinans</i> D'ORB. . . . .	—	s	—	s	—	—	—
<i>H. compressum</i> BEISSEL . . . . .	—	ns	ns	ns	—	—	—
<i>H. fontinense</i> TERQ. . . . .	—	s	s	—	—	—	—
<i>H. irregulare</i> RÖM. . . . .	s	s	ns	s	ns	s	s
<i>Lituola nautiloidea</i> LAM. . . . .	ns	h	h	—	ns	h	ns
<i>Truncatulina convexa</i> REUSS. . . . .	ns	ns	—	—	s	—	—
<i>Tr lobatula</i> WALK. et JAC. . . . .	ss	ss	—	—	s	—	—
<i>Planorbulina ammonoides</i> REUSS. . . . .	h	h	h	h	h	h	ns
<i>Pl. complanata</i> REUSS. . . . .	ns	—	—	—	s	s	—
<i>Pl. polyraphes</i> REUSS. . . . .	h	ns	—	ns	s	s	s
<i>Pulvinulina Micheliana</i> D'ORB. . . . .	ns	ns	ns	h	ns	ns	—
<i>Rotalia exsculpta</i> REUSS. . . . .	h	h	s	ss	—	—	—
<i>R. Bosqueti</i> REUSS. . . . .	—	—	ss	—	—	—	—
<i>R. nitida</i> REUSS. . . . .	h	h	h	h	h	—	—
<i>Globigerina cretacea</i> D'ORB. . . . .	s	ns	hh	hh	hh	hh	h
<i>Gl. marginata</i> REUSS. . . . .	—	hh	hh	hh	hh	s	—
<i>Gl. trochoides</i> REUSS. . . . .	—	s	—	s	—	—	—
<i>Gl. aspera</i> EHRENBG. . . . .	h	s	—	s	—	—	—
<i>Orbulinaria</i> sp. . . . .	—	—	—	s	—	ns	—

## II. Ostracoden.

<i>Bairdia subdeltoidea</i> v. MSTR. . . . .	ns	h	h	h	h	h	—
<i>Cythere serrulata</i> BOSQ. . . . .	—	s	s	s	s	—	—
<i>C. semiplicata</i> REUSS. . . . .	—	ns	ns	—	—	—	—
<i>Cythereis ornatissima</i> REUSS. . . . .	—	h	h	ns	ns	ns	—
<i>Cytheropteron concentricum</i> REUSS. . . . .	—	s	s	—	—	—	—
<i>Cytherideis laevigata</i> RÖM. . . . .	—	ns	ns	—	—	—	—
<i>Cytherella ovata</i> RÖM. . . . .	—	h	h	ns	h	ns	—
<i>C. Münsteri</i> RÖM. . . . .	—	s	s	—	—	—	—
<i>C. Williamsoniana</i> JONES . . . . .	—	ns	ns	—	—	—	—

Wie aus vorstehender Tabelle ersichtlich, stimmt die Fauna des Emschers mit der des Untersenons so überein, daß die Foraminiferen zur Unterscheidung dieser Horizonte nicht gut herangezogen werden können. Beträchtlich ist dagegen der Unterschied zwischen Emscher und Turon. Das Turon ist verhältnismäßig artenarm, auch scheint nach meinen Beobachtungen eine Anzahl von Arten aus dem Turon nicht mehr im Emscher vorzukommen. Die Verbreitung der Ostracoden bedarf noch weiterer Untersuchungen. Die Artenzahl ist nur

gering; auch die Individuenzahl ist nur bei einigen Arten beträchtlich.

Eine mikroskopische Untersuchung des feinsten Schlammproduktes der Tonproben von Obereving und Derne ergab bei 700facher Vergrößerung die Anwesenheit von zahlreichen Coccolithen, besonders solcher von scheibenförmiger, elliptischer Gestalt.

---

Manuskript eingegangen am 18. März 1914.]

# 11. Über einige neue Funde aus dem Muschelkalk der Umgebung von Heidelberg. (*Ptychites dux* GIEB. und *Velopecten Albertii* (GOLDF.) PHILIPPI.)

Von Herrn A. WURM in Heidelberg.

(Hierzu Taf. XXXVI und Textfiguren.)

## I.

### Über ein Vorkommen von *Ptychites dux* GIEB. im Wellenkalk von Leimen.

Im Frühjahr 1912 bekam ich Kunde von dem Funde eines großen, sehr gut erhaltenen *Ptychiten* aus dem Wellengebirge der Zementbrüche bei Leimen, südlich von Heidelberg. Der Ammonit wurde von einem Arbeiter gefunden und gelangte in den Besitz von Herrn Reallehrer WAGNER in Heidelberg. Von diesem wurde mir das Stück freundlichst zur Bearbeitung überlassen, wofür auch an dieser Stelle der ergebenste Dank ausgesprochen sei. Da dieser Fund vermutlich der erste in Süddeutschland ist, lohnt es sich wohl, eine kurze Besprechung an ihn zu knüpfen.

Nach den Angaben des Arbeiters konnte das genaue Lager des Ammoniten bestimmt werden. Es befindet sich 2,40 m unter der oberen Spiriferinenbank. Da ich hier von einer oberen Spiriferinabank rede, ist es vielleicht am Platze, einige Bemerkungen über die Stratigraphie des Wellengebirges anzufügen. Es ist das Verdienst des ausgezeichneten Muschelkalkkenners unserer Gegend, Herrn Redakteurs KÖNIG, das Vorhandensein einer zweiten unteren Spiriferinabank im Wellenkalk festgestellt zu haben. Die obere Spiriferinabank war von jeher bekannt und schon früh in ihrer stratigraphischen Bedeutung gewürdigt worden. Die untere Spiriferinabank liegt nach meinen Messungen 12 m unter der oberen, also nur ungefähr  $8\frac{1}{2}$  m über dem Buchihorizont. Inwieweit dieser unteren Spiriferinabank stratigraphische Bedeutung zukommt, läßt sich bis jetzt noch nicht übersehen. Jedenfalls gelang es mir, sie in den weit ausgedehnten Brüchen der Zementwerke von Leimen überall nachzuweisen. Es muß übrigens hier hervorgehoben werden, daß schon BENEKE in

seiner Beschreibung der Umgebung von Heidelberg das Vorhandensein einer zweiten Spiriferinabank vermutete, sie allerdings nicht mit Sicherheit nachweisen konnte.

Um nun auf den Ptychiten zurückzukommen, so sind es in Deutschland meines Wissens zwei Gebiete, in denen Ptychiten aus unterem Muschelkalk bekannt geworden sind: die Muschelkalkscholle von Rüdersdorf und Thüringen. Der Rüdersdorfer Ptychit hat eine genaue und sorgfältige Bearbeitung durch BEYRICH<sup>1)</sup> gefunden, die Ptychiten Thüringens sind in einer leider unvollendet gebliebenen Arbeit von FRITSCH<sup>2)</sup> zwar abgebildet, leider aber nicht beschrieben worden. Dank der freundlichen Zuvorkommenheit von Herrn BRANCA in Berlin war es mir möglich, das BEYRICHSche Original von *Ptychites dux* zu untersuchen und mit dem Ptychiten von Leimen zu vergleichen. Soweit die Lobenlinie auf dem Rüdersdorfer Exemplar nachprüfbar ist, stimmt sie vollständig mit der des Exemplars von Leimen überein. Ein völlig exakter Vergleich ist nicht durchführbar, da das BEYRICHSche Original durch Abwitterung sehr gelitten hat und die Loben und Sättel in ihren feinsten Ausläufern oft nur unvollkommen erhalten sind. Die tiefe Zerschlitzung des zweiten Lateralsattels durch einen Sekundärlobus findet sich in guter Übereinstimmung bei beiden Exemplaren. Es kann also keinem Zweifel unterliegen, daß der Heidelberger Ptychit mit *Ptychites dux* GIEB. identisch ist.

Es muß hier hervorgehoben werden, daß die Lobenlinie des Heidelberger Exemplares etwas von einer bei BEYRICH (Tafel V, Fig. 2) abgebildeten Lobenlinie von einem Rüdersdorfer Exemplare abweicht. Die Sättel erscheinen bei diesem schmaler und reicher in sich gegliedert, der Externlobus reicht weniger tief herab als bei der süddeutschen Form.

Ein Vergleich mit den gut erhaltenen Stücken aus dem Thüringischen Muschelkalk, von denen die Mehrzahl in Halle liegt, ließ sich leider infolge der Größe und Schwere der Exemplare und der deshalb sehr umständlichen und schwierigen Versendung nicht durchführen. Die Abbildungen von FRITSCH sind für einen genauen Vergleich unzulänglich. FRITSCH hat zwei Spezies abgebildet: *Ptychites dux* GIEB. und *Ptychites Beyrichi* FRITSCH. Beide scheinen nur durch die Nabelweite voneinander unterschieden zu sein. Die Lobenlinie eines Taf. V,

<sup>1)</sup> Über einige Cephalopoden aus dem Muschelkalk. Abh. d. Berliner Akad. d. Wiss., 1866, S. 131.

<sup>2)</sup> Beitrag zur Kenntnis der Tierwelt der deutschen Trias. Abh. d. Naturforsch. Ges. zu Halle, Bd. XXIV, 1906. Taf. IV, Fig. 3, 7, 8, 9, 10, 12, 13; Taf. V, Fig. 1 u. 2.

Fig. 1 abgebildeten Exemplars von *Ptychites Beyrichi* ähnelt außerordentlich der des Heidelberger Ptychiten.

Nachträglich erhielt ich noch ein Exemplar eines thüringischen Ptychiten von Freyburg a. d. U. aus der Sammlung des Berliner Geologischen Museums zugeschickt. Das Stück ist leider nicht hinreichend gut erhalten, um eine ganz sichere Bestimmung zu gestatten. Soweit sich aber die Lobenelemente nachprüfen lassen, ist weitgehende Übereinstimmung mit dem Heidelberger Ptychiten zu konstatieren.

Sowohl die Rüdersdorfer wie die thüringischen Ptychiten haben sich im Schaumkalk gefunden. Das Niveau des Heidelberger Ptychiten liegt erheblich tiefer, 2,40 m unter der oberen Spiriferinabank. Da sich in unserer Gegend die sog. Pflastersteinbänke, die SCHUMACHER als Äquivalent der obersten Schaumkalkbank Thüringens ansieht, etwa 12 m über der Spiriferinabank einstellen, so liegt der Heidelberger Ptychit in einem auffallend tiefen Niveau. Es scheint deshalb, als ob der Heidelberger Ptychit nicht dem gleichen Faunenschwarm angehört wie die Rüdersdorfer und Thüringer Ptychitenkolonie, sondern als vereinzelter Vorläufer jedenfalls von Oberschlesien aus ins Binnenmeer eintrat und hier nach Süden vordrang. Da dieses Ptychitenvorkommen ziemlich weit im Süden liegt, könnte man ev. auch an eine Invasion über die Eingangspforte der Westalpen denken. Da sich Spuren einer solchen Invasion jedoch anderweitig nicht nachweisen lassen, so dürfte die Herkunft des Heidelberger Ptychiten aus dem östlichen alpinen Meer größere Wahrscheinlichkeit besitzen.

Ich habe die ausgedehnte alpine und ausländische Triasliteratur nach Formen durchsucht, die *Ptychites dux* nahe stehen oder zu ihm irgendwelche Beziehungen zeigen. Es stellten sich aber bei einem Vergleich ganz erhebliche Schwierigkeiten ein, namentlich was die Lobenlinie betrifft, über deren Variationsbreite wir bei den einzelnen Arten nur sehr ungenügend unterrichtet sind. Dazu kommt noch, daß die Lobenlinie bei einem und demselben Individuum im Laufe der Entwicklung eine sehr erhebliche Änderung und Ausgestaltung erleidet. Sehr lehrreich sind in dieser Hinsicht die Lobenlinien einer äußeren und inneren Windung desselben Exemplares von *Ptychites dux*, die BEYRICH Taf. V, Fig. 2 u. 3 abbildet. Nahe steht nun dem deutschen *Ptychites dux* eine Form aus dem Muschelkalk des Himalaja, die DIENER<sup>1)</sup> als *Ptychites Sumitra* beschrieben

<sup>1)</sup> Himálayan Fossils „The Cephalopoda of the Muschelkalk Pl. XXVI, a, b, S. 72. — Memoires of the geolog. survey of India. Palaeontologia Indica, ser. XV, 1895.



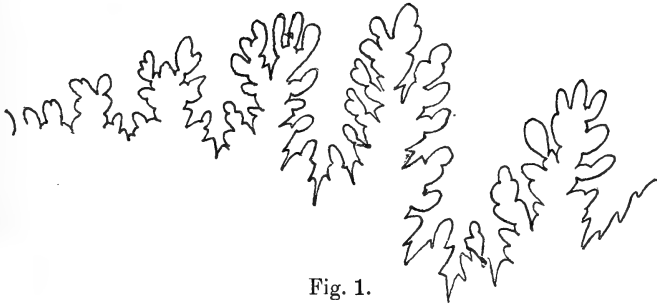


Fig. 1.

Lobenlinie von *Ptychites Sumitra* DIENER. Natürl. Größe.

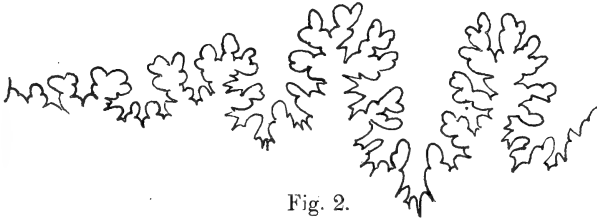


Fig. 2.

Lobenlinie von *Ptychites dux* BEYRICH von Rüdersdorf nach BEYRICH. Natürl. Größe.

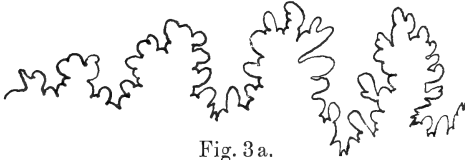


Fig. 3a.

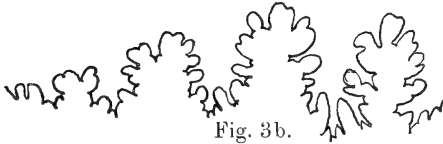


Fig. 3b.

Lobenlinie von *Ptychites dux* BEYRICH von Leimen. Natürl. Größe.

hat. DIENER bringt diesen indischen Ammoniten in Beziehung zu *Ptychites megalodiscus*<sup>1)</sup> von Reutte; in der Lobenlinie scheint er mir dem *Ptychites dux* noch näher zu stehen. *Ptychites dux* unterscheidet sich aber durch breitere Sättel von *Ptychites Sumitra*. Eine Nebeneinanderstellung der Lobenlinie von *Ptychites Sumitra*, eines *Ptychites dux* von Rüdersdorf und des Exemplares von Heidelberg zeigt am besten die Ähnlichkeit und die Unterschiede (s. Textfigur 1, 2, 3.)

<sup>1)</sup> Siehe BEYRICH a. a. O., Taf. II.

## II.

Über *Velopecten Albertii* (GOLDFUSS) PHILIPPI.

E. PHILIPPI hat sich in einem seiner „Beiträge zur Morphologie und Phylogenie der Lamellibranchier“<sup>3)</sup> ausführlich über die generische Stellung von *Pecten Albertii* aus dem deutschen Muschelkalk geäußert und ist zu dem Schluß gekommen, daß hier ein echter Pectinide vorliege. PHILIPPI hat auch schon auf das merkwürdige Vorkommen immer nur einer Schale bei dieser Form aufmerksam gemacht. Aus der Beobachtung, daß das linke Ohr der vorhandenen Klappen größer ist als das rechte, schloß er aus Analogie mit andern Pectenformen, daß hier linke Klappen vorlägen. Das Fehlen der rechten Klappe schien ihm dafür zu sprechen, daß sie flach war. „Wahrscheinlich lag sie dem Untergrunde fest auf, wie der wellige Verlauf der Radialsulptur auf der linken Schale andeutet, und besaß einen tiefen Byssusausschnitt, der sich in einer Sinuosität des linken Ohres der linken Klappe markiert.“ PHILIPPI gibt weiterhin der Hoffnung Ausdruck, daß sich vielleicht unter dem reichen Material, das von *Pecten Albertii* in manchen Sammlungen aufbewahrt wird, auch rechte Schalen finden werden. Aus der außerordentlich reichhaltigen Muschelkalksammlung von Herrn Redakteur KÖNIG in Heidelberg ist mir ein zweiklappiger *Pecten Albertii* bekannt geworden, der die von PHILIPPI ausgesprochene Vermutung in ausgezeichnete Weise bestätigt. Das Stück zeigt in der Tat eine flache rechte Klappe mit tiefem Byssusausschnitt, wie es Textfigur 4 darstellt. Das Byssusohr ist leider nicht erhalten und ge-



Fig. 4.

Rechte Klappe von *Velopecten Albertii* (GOLDF.) PHILIPPI aus Trochitenkalk von Eschelbronn bei Heidelberg. Natürl. Größe.

langte deshalb auch auf der Abbildung nicht zur Darstellung. Die Schale trägt in ihrer unteren Hälfte radiale Streifung, die aber viel weniger hervortritt als auf der gewölbten linken Klappe.

Da ich vermute, daß die rechte Klappe von *Pecten Albertii* hier zum erstenmal zur Beobachtung gelangte, und da dadurch die Zugehörigkeit von *Pecten Albertii* zu der von PHILIPPI aufgestellten Untergattung *Velopecten* sichergestellt ist, schien mir die Veröffentlichung dieser Zeilen gerechtfertigt.

<sup>3)</sup> Diese Zeitschrift 1898, 4. Heft, S. 597.



## Erklärung zu der Tafel XXII.

Fig. 1.

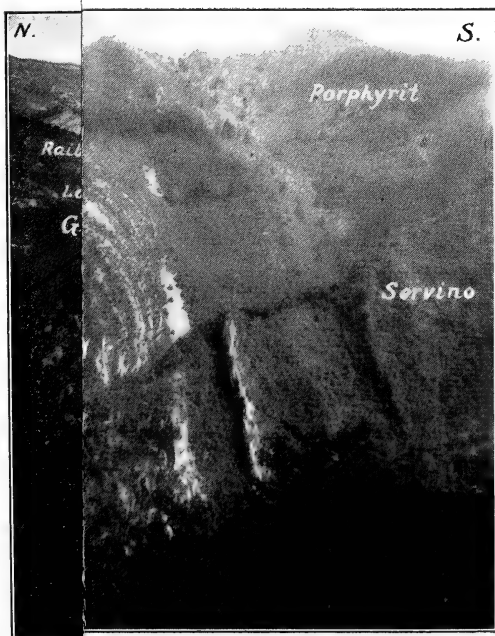
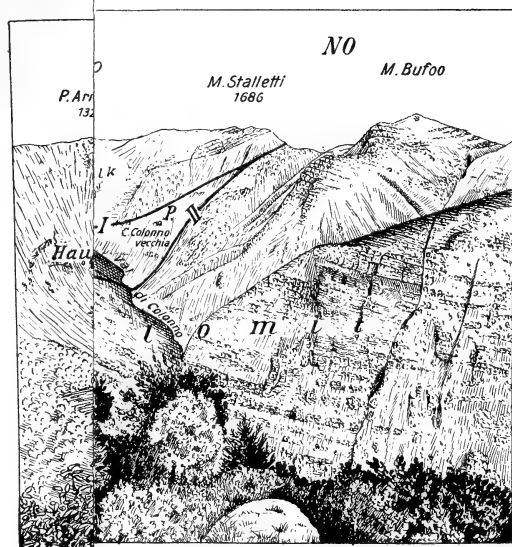
Panorama des Monte Guglielmo vom Ostabhang der Punta d'Armala östlich des Hauses Ronco di Casere. Gezeichnet nach Photographien des Verfassers. Man überblickt auf dem Bilde die drei Stufen, die den Südfall des Monte Guglielmo bilden. Der Verlauf der Längsstörungen ist mit dicken Linien eingezeichnet, I ist die obere, II die untere Bruchlinie. Die Querstörung östlich Dosso Fontanazzo ist mit einer dicken, quergestrichelten Linie gekennzeichnet. Das Gipfelmassiv des Monte Guglielmo besteht aus einer schwach nach SW geneigten, flachlagernden Schichtfolge von mittlerer Trias; am Monte Stalletti ist der Graciliskalk besonders mächtig entwickelt; er ist hier gegen S schwach synklynal aufgebogen. Während die folgenden Schichtglieder der anisischen und ladinischen Stufe stark reduziert sind, bildet der Esinokalk den Gipfel der Corna Tiragna bis zum (nicht sichtbaren) Gipfelpunkt des Monte Guglielmo und gegen W bis zum Monte Marchione. Ein mächtiges Lager von Porphyrit und Tuff von Wengener Alter unterlagert ringsum den Esinokalk. Die zweite Scholle (Mittelscholle) besteht aus der gleichen Schichtfolge; hier ist der mittlere Teil der Trias und des Wengener Porphyrits stark reduziert. Gegen Osten keilt die Scholle zwischen den konvergierenden Längsbrüchen I und II aus. Erst westlich der Querstörungen am Dosso Fontanazzo zwischen denen auch etwas Lias erscheint, verbreitert sich die Scholle erheblich; hier hat man die schöne Flexur auf der Südseite des Dosso Fontanazzo, die auf dem Bilde besonders an dem Abbiegen des Esinokalks kenntlich ist. Die Längsstörung II, die durch den Querbruch im westlichen Teil weit gegen Süden verschoben ist, trägt den Bruchcharakter besonders deutlich zur Schau beim Durchschneiden der Val di Colonno. Südlich baut sich die Wandung der Valle d'Inzino bis zu den Berggipfeln aus einer fast 1000 m mächtigen Serie von Hauptdolomit auf, der sich durch seine gleichmäßige Bankung deutlich kenntlich macht.

Fig. 2.

Blick auf die beiden Längsbrüche in der Val di Colonno (östliches Drittel des Panoramas). Photographie des Verfassers. Mit dicken Linien ist der Verlauf der Längsbrüche nach meiner Aufnahme, mit gestrichelten Linien der Verlauf der Störung II (Überschiebung) nach CACCIAMALI eingezeichnet. Man erkennt, daß der M. Nistola zu dem mächtigen Hauptdolomit gehört, der bis zur Taltiefe herabreicht. Auch demonstriert das Bild die Unmöglichkeit einer flach nach N fallenden Überschiebung selbst nach dem Verlauf, den CACCIAMALI annimmt. Der Höhenunterschied zwischen dem Schnittpunkt der Bruchlinie in der Talsohle der Val Colonno und der Einsattelung südlich des Monte Nistola beträgt fast 400 m bei einer Horizontalentfernung von etwa 1 km.

Fig. 3.

Blick von dem nördlichen Talhang der Valle delle Selle auf das Abbiegen des Graciliskalkes der Sellescholle an dem Querbruch nördlich Casa Pontogna. Photographie des Verfassers. Im Osten fällt der überkippte Graciliskalk steil nach N; gegen die Bruchlinie zu ist er scharf nach W heruntergebogen; er stößt hier an gestauchte Servino-Schichten an. Der Graciliskalk stößt im S an einem steil nördlich fallenden Längsbruch (Äquivalent der oberen Bruchlinie des M. Guglielmo) an den Raibler Porphyrit der Höhe J Dossi, der den oberen Teil der in der Val di Pezzoro aufgeschlossenen Antiklinale bildet.





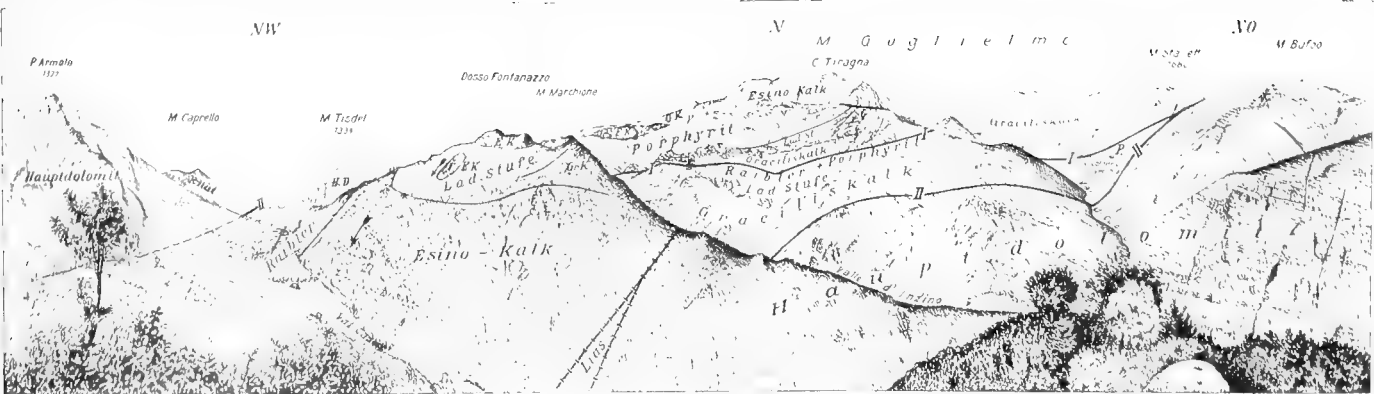


Fig. 1.

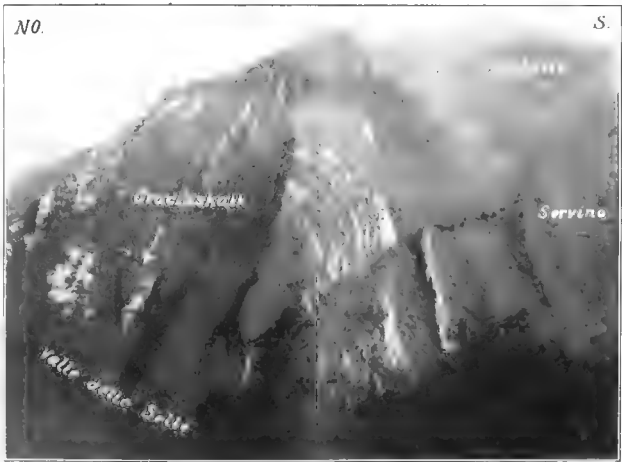
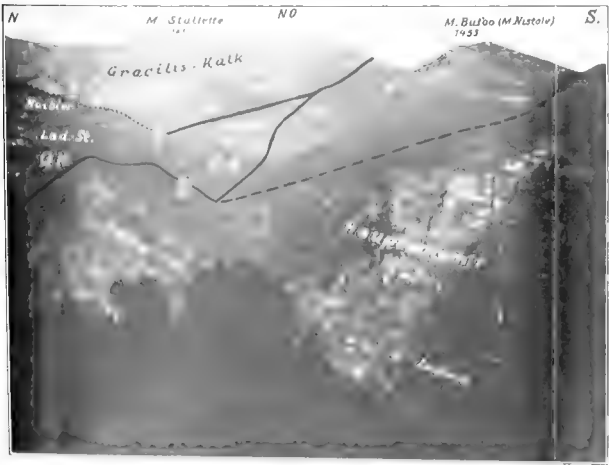
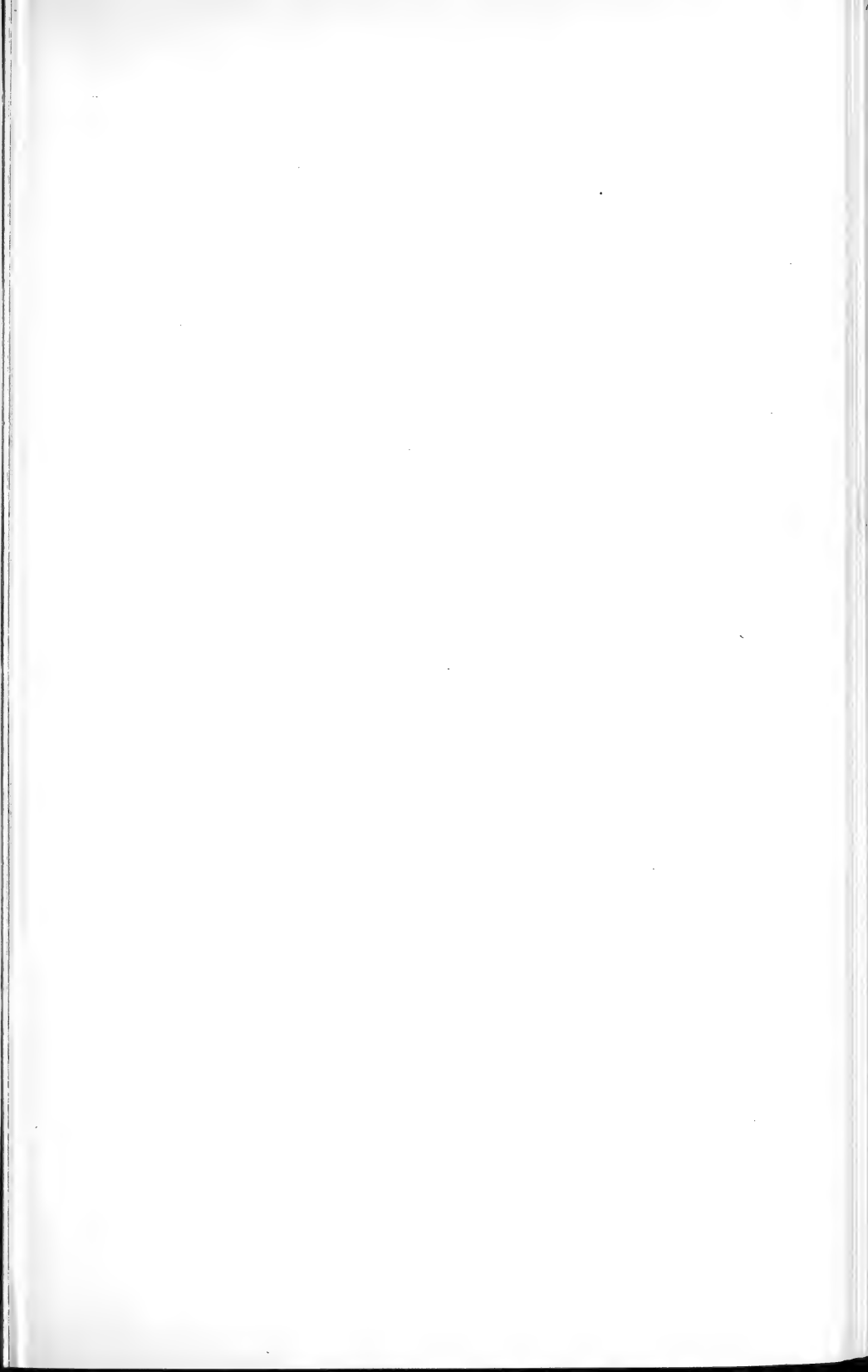


Fig. 3.







### Erklärung zu Tafel XXIII.

- Fig. 1. Anhäufung von Ooiden im diluvialen Kalktuff des Kartsteins.
- Fig. 2. Medianschnitte von Ooiden, ebendaher.
- Fig. 3. Medianschnitte von rezenten Ooiden von Neu-Seeland.
-

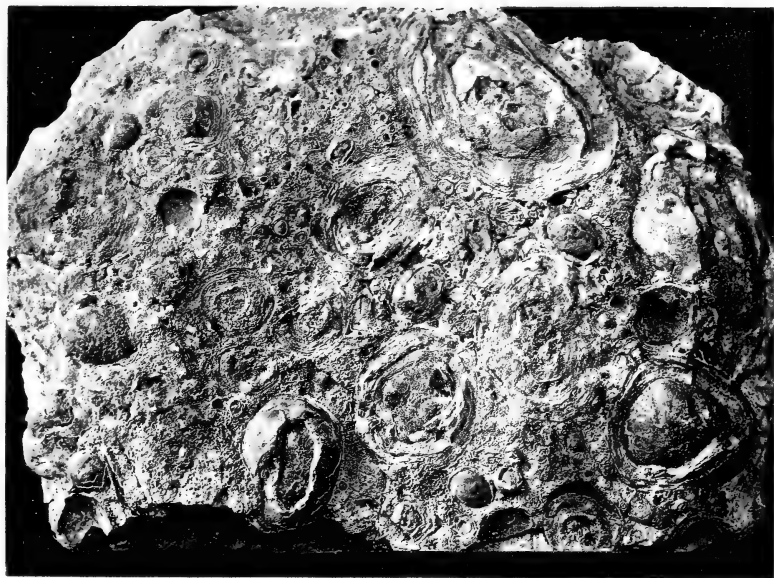


Fig. 1.

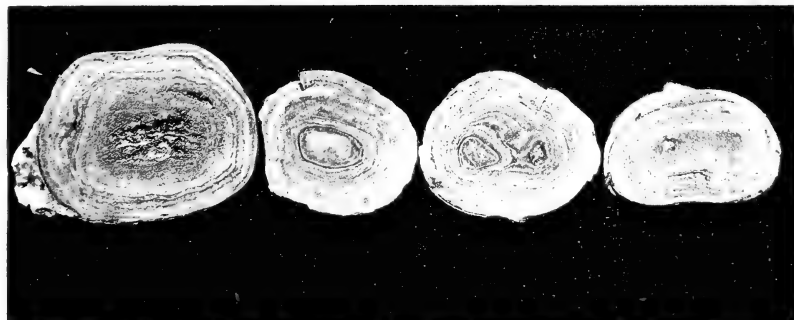
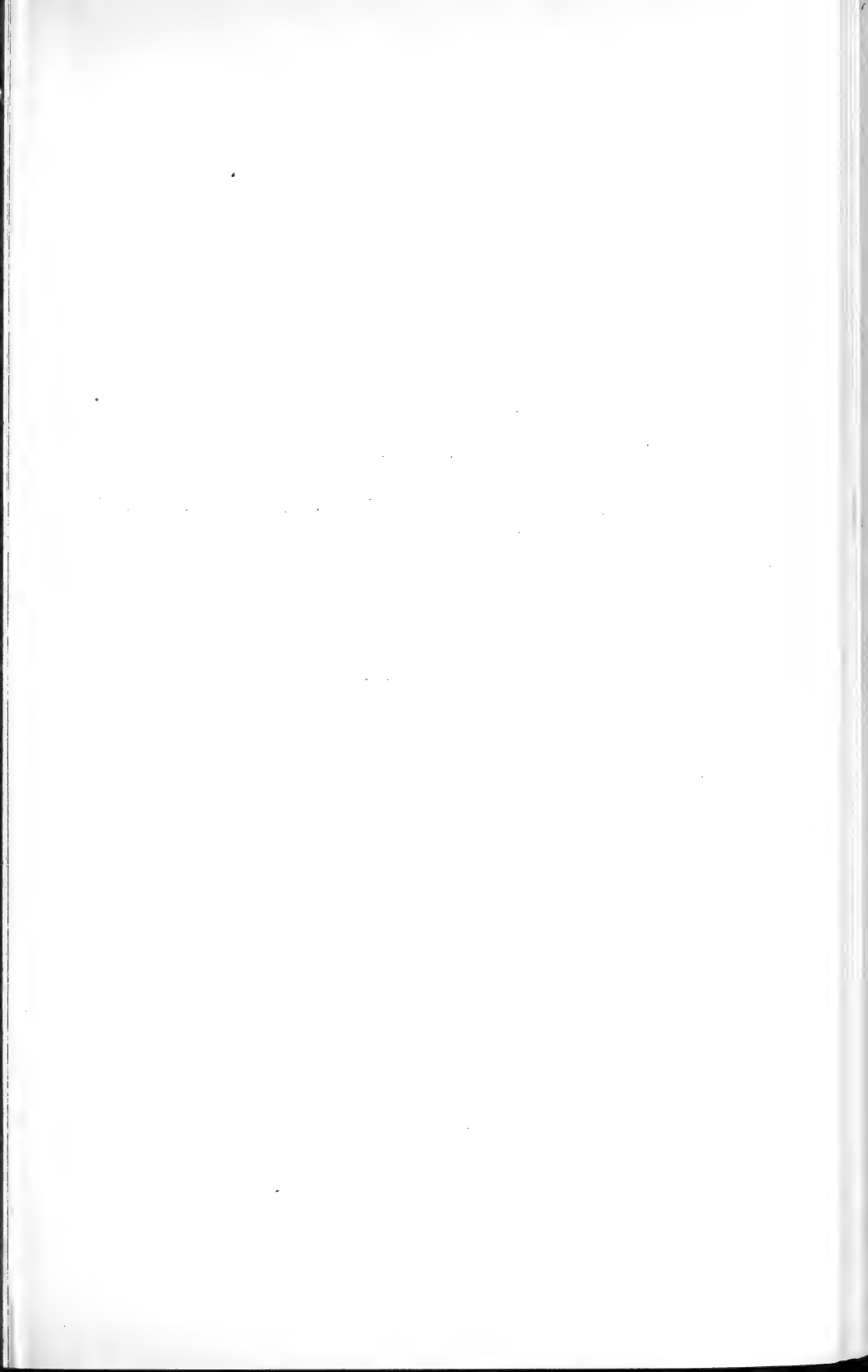


Fig. 2.



Fig. 3.





### **Erklärung zu Tafel XXIV.**

**Fig. 1 und 2. Ooide aus diluvialen Kalktuff des Kartsteins. Konzentrische und radiale Schalenstruktur in wechselnden Lagen. 20fache Vergrößerung.**

---



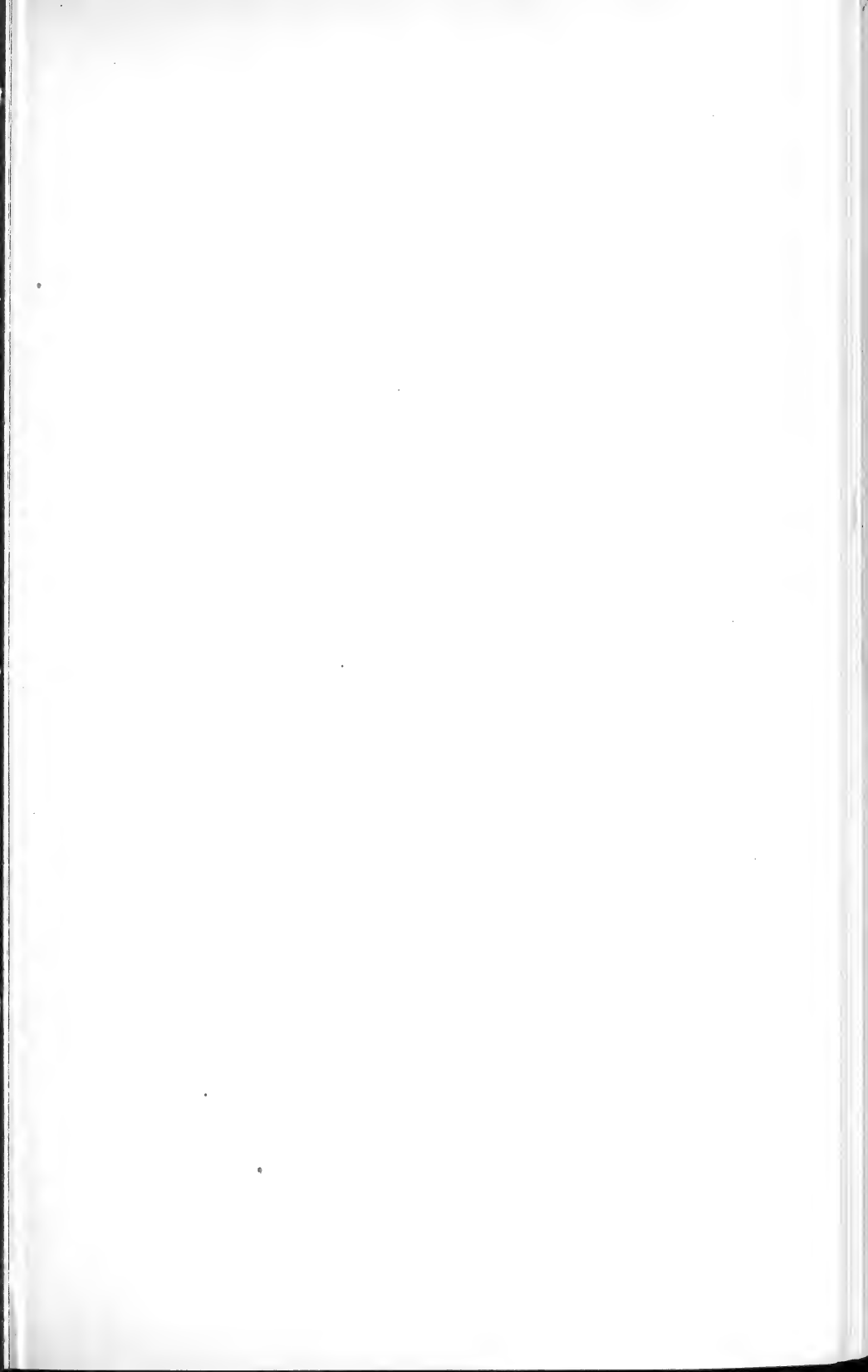
Fig. 1.



Fig. 2.







### **Erklärung zu Tafel XXV.**

Ooide aus diluvialen Kalktuff des Kartsteins. 20fache Vergrößerung.

Fig. 1. Kleine Ooide, z. T. scharf abgesetzte konzentrische Ringe.

Fig. 2. Teilstück eines Ooidkernes mit Umschalung.

---

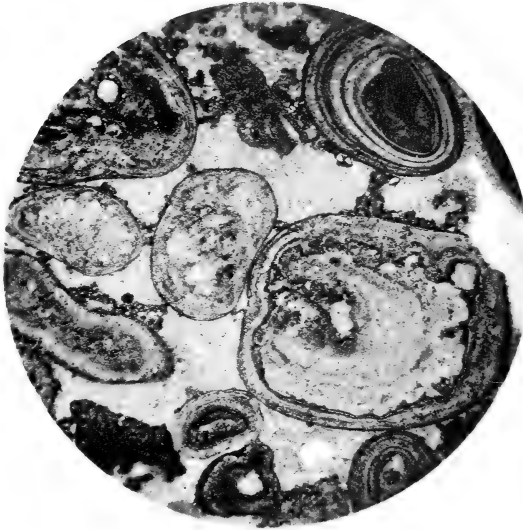
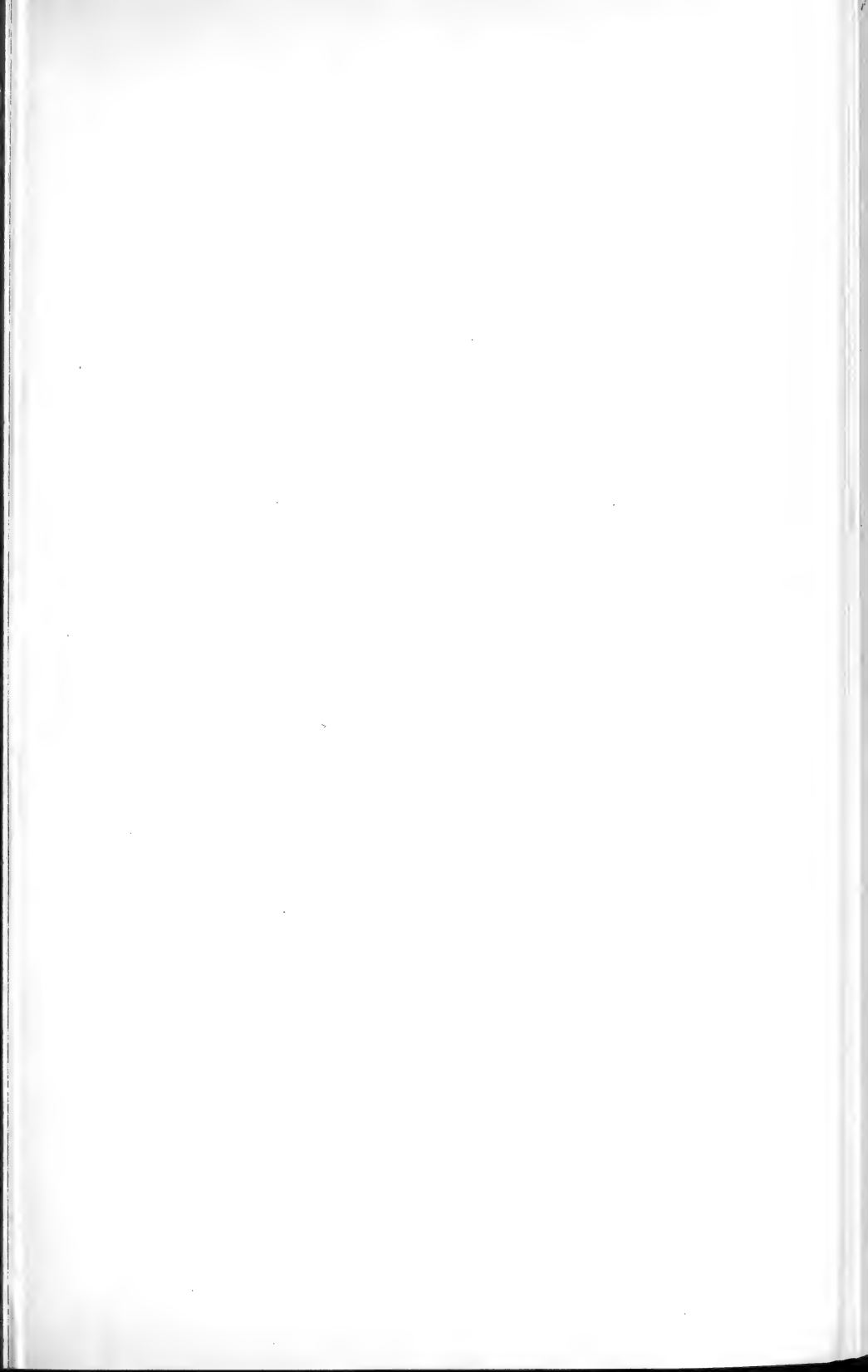


Fig. 1.



Fig. 2.





### **Erklärung zu Tafel XXVI.**

- Fig. 1. Ooid aus diluvialen Kalktuff des Kartsteins. Eckiges Schalenbruchstück als Ooidkern. Algenstruktur in der rechten Kernecke. 20fache Vergrößerung.
- Fig. 2. Diluvialer Kalktuff des Kartsteins mit Algenstruktur. Drei übereinander gelegene Büschel in der Mitte des Bildes. 20fache Vergrößerung.



Fig. 1.

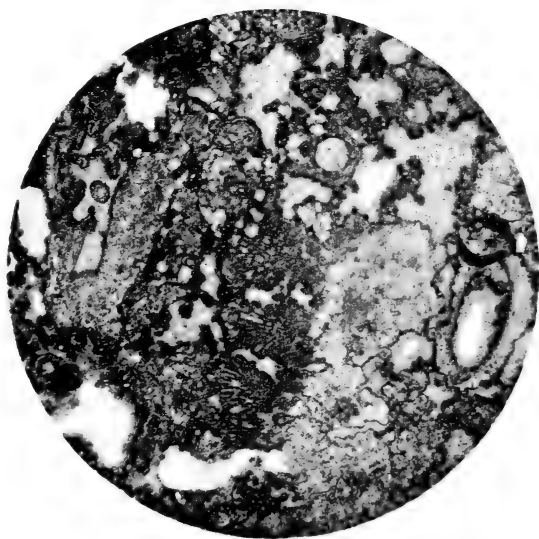
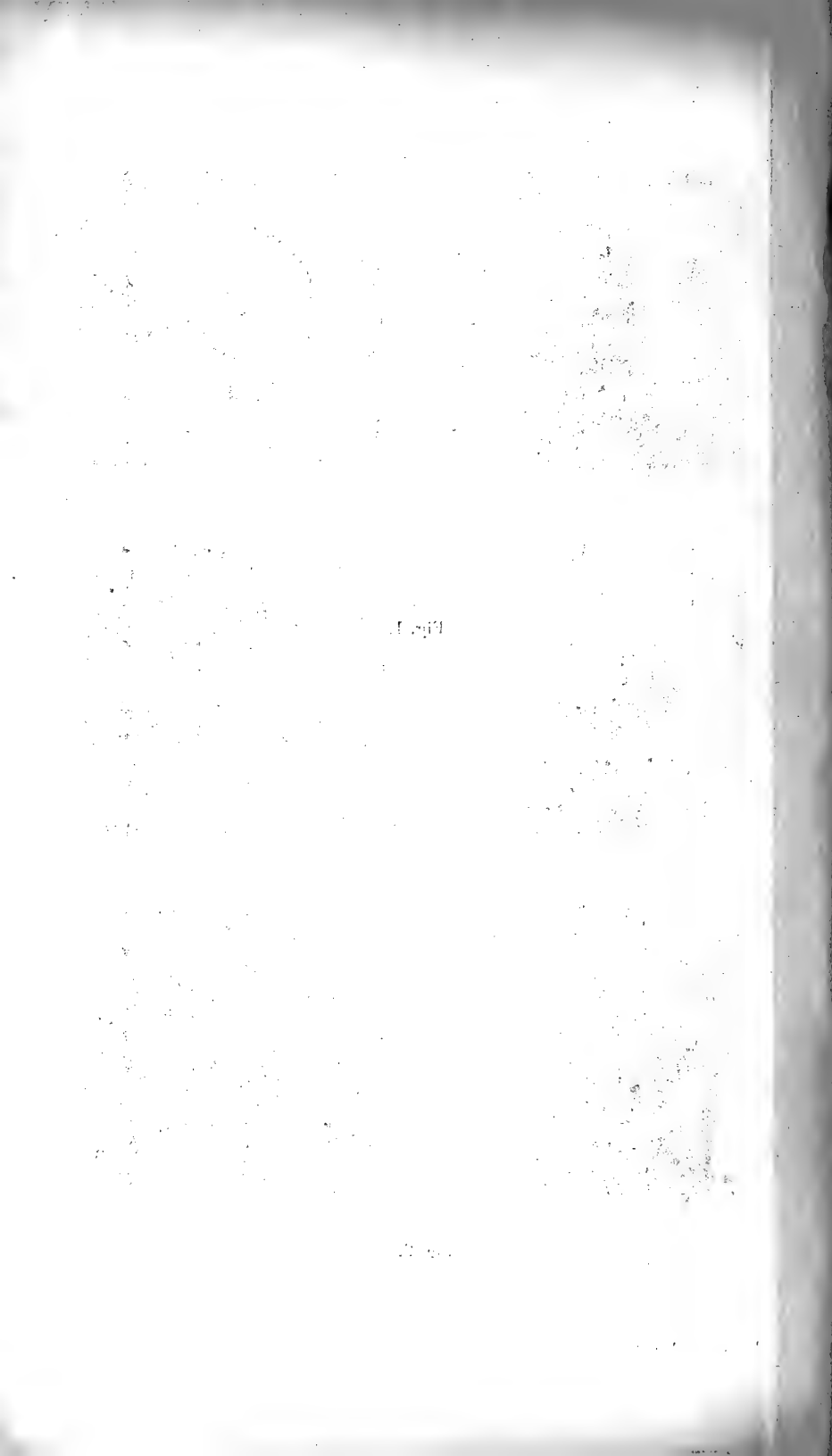
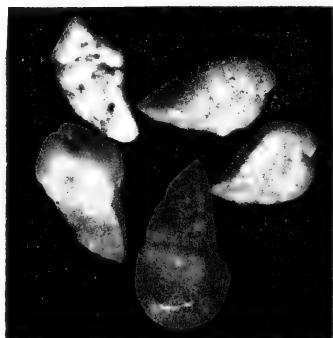


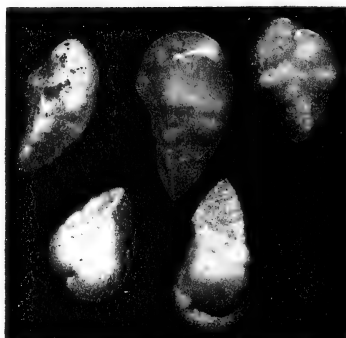
Fig. 2.







1



2



3



4



5



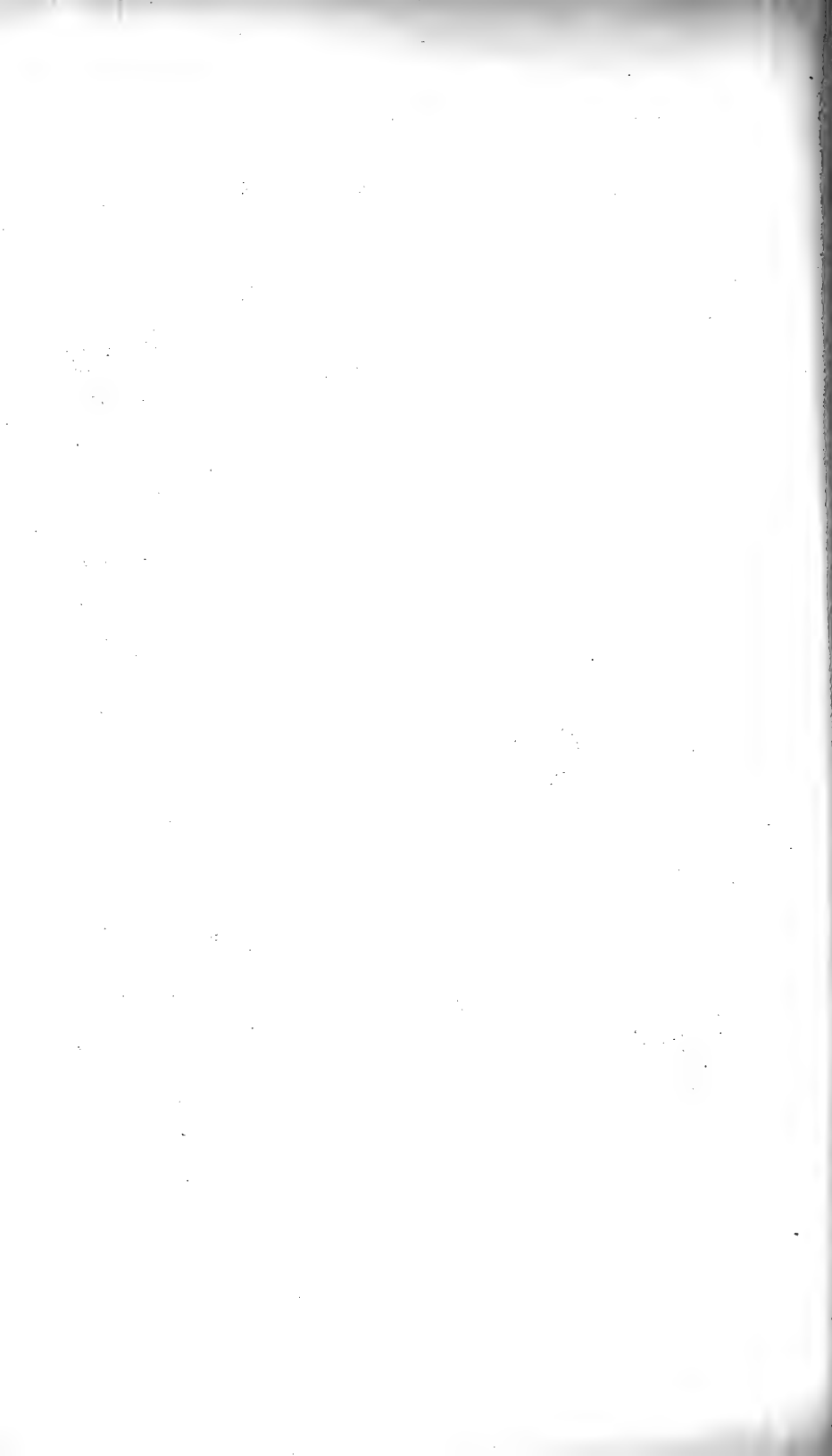
6

Fig. 1 u. 2 *Gaudryina laevigata* n. sp. 26:1.

„ 3 *Gaudryina rugosa* d'Orb. 26:1.

„ 4 *Gaudryina carinata* n. sp. 26:1.

„ 5 u. 6 dieselbe: 16:1.



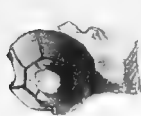


### Erklärung zu Tafel XXVIII.

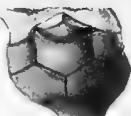
- Fig. 1. *Cyathocrinus carnicus* n. sp. Mittleres Unterdevon, Wolayer Thörl.
- Fig. 3—4, 6—7. *Hexacrinus Rosthorni* FRECH. Mittleres Unterdevon, zwischen Wolayer Thörl und Wolayer See.
- Fig. 2 u. 5. dsgl. Oberes Unterdevon (Grauer Crinoidenkalk) Pasterkfelsen bei Vellach.
- Fig. 8. *Hexacrinus Frechi* n. sp. Unteres Unterdevon, Pasterkriff bei Vellach.
- Fig. 9. *Eucalyptocrinus* ex aff. *rosaceo* GOLDF. Unterdevon, Pasterkriff bei Vellach.
-







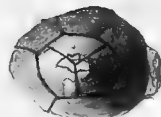
2a



1a



1b



3a



2b



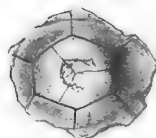
4a



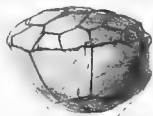
4b



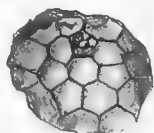
3b



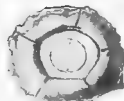
5a



5b



5c



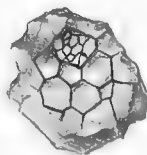
9



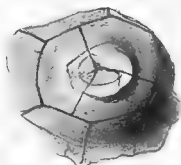
6a



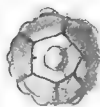
6b



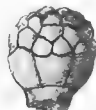
6c



7a



8a



8b



8c



7b

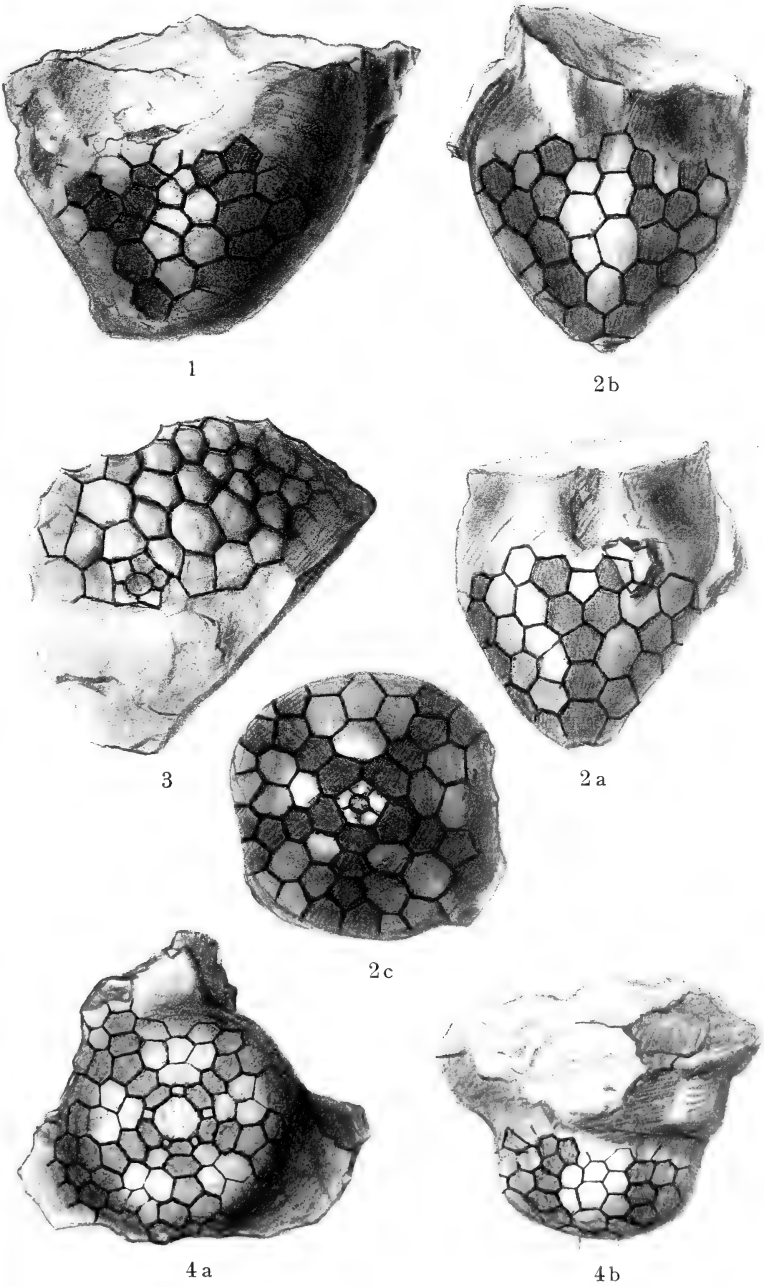


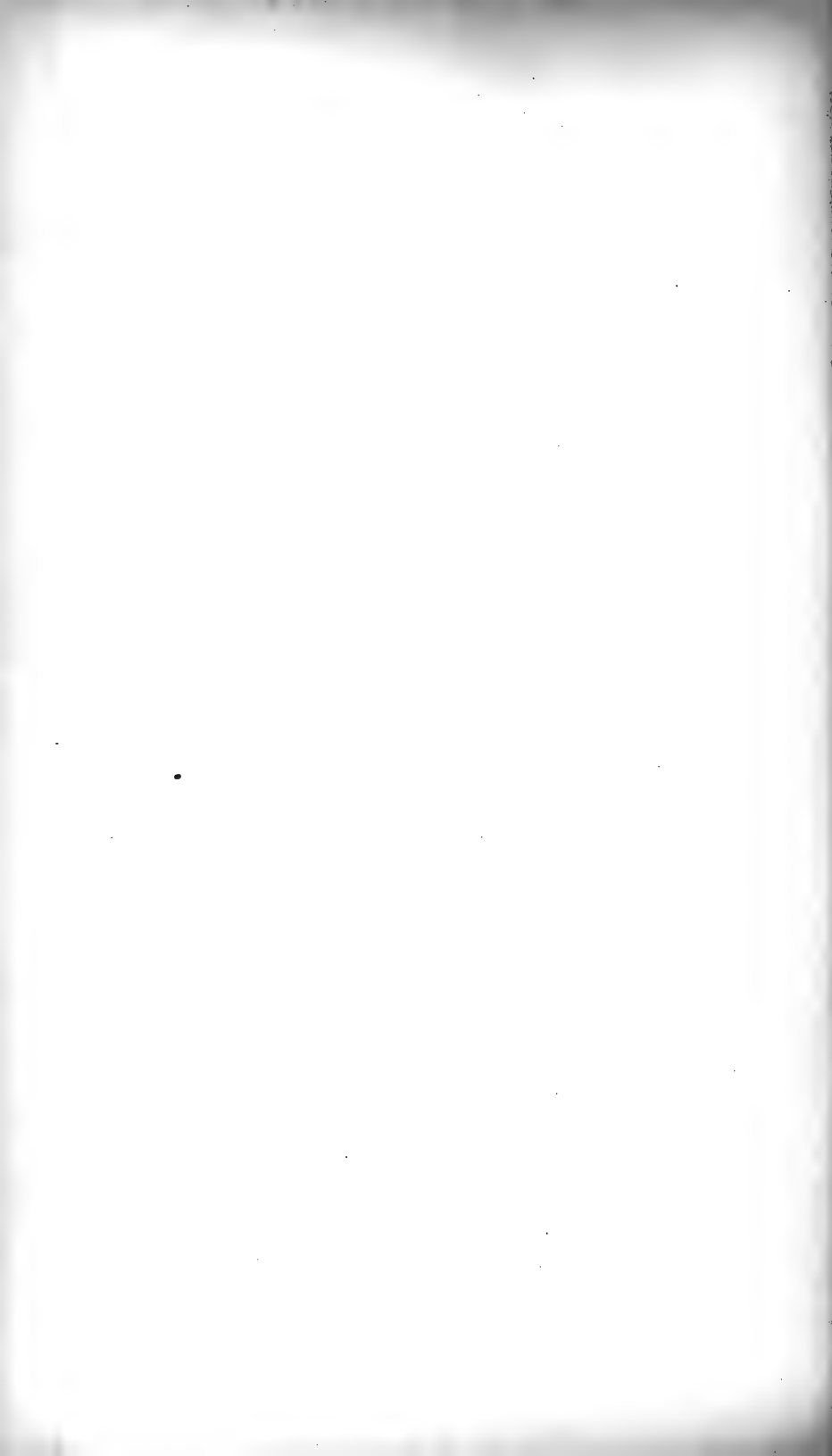


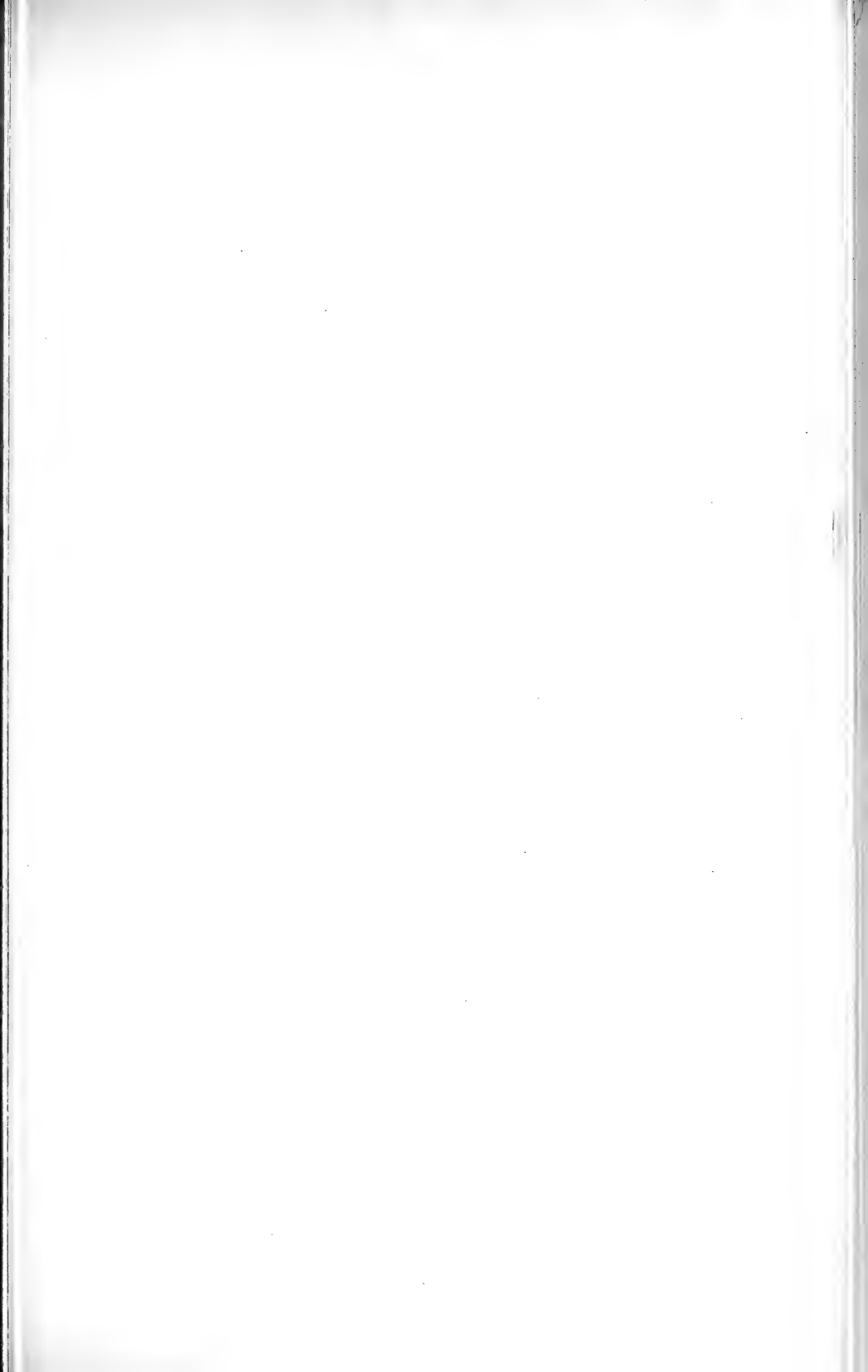


### Erklärung zu Tafel XXIX.

- Fig. 1. *Megistocrinus devonicus* n. sp. Unterdevon, Wolayer Thörl. 1:1.
- Fig. 2. *Melocrinus prostellaris* FRECH. Unterdevon, Wolayer Thörl. 1:1.
- Fig. 3. *Rhipidocrinus alpinus* n. sp. Unterdevon, Pasterkfelsen bei Vellach. 1:1.
- Fig. 4. *Rhipidocrinus praecursor* FRECH. Unterdevon Wolayer Thörl. 1:1.
-





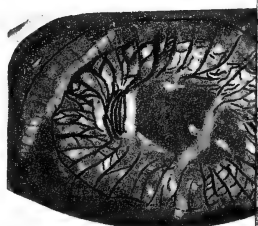


### Erklärung zu Tafel XXX.

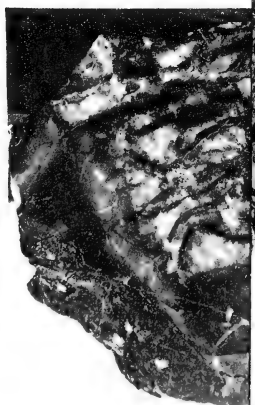
- Fig. 1 a, b. *Aspasmophyllum ligeriense* BARROIS. 1/1. Wolayer Thörl.  
Fig. 2. *Zaphrentis alpina* n. sp. 3/1. Plöckenpaß.  
Fig. 3. *Zaphrentis alpina* n. sp. 3/1. Plöckenpaß.  
Fig. 4. *Aspasmophyllum ligeriense* BARROIS. 3/1. Walayer Thörl.  
Fig. 5. *Aspasmophyllum ligeriense* BARROIS. 1/1. Seekopf-Thörl.  
Fig. 6. *Petraia calloniensis* n. sp. 1/1. Plöckenpaß.  
Fig. 7. *Striatopora volaica* n. sp. 3/1. Wolayer Thörl.  
Fig. 8. *Striatopora volaica* n. sp. 3/1. Wolayer Thörl.  
Fig. 9. *Favosites reticulatus* BLAINV. mut. n. *praecursor*. 3/1. Seekopf-Thörl.

Sämtliche Stücke stammen aus dem Unterdevon.

---



3



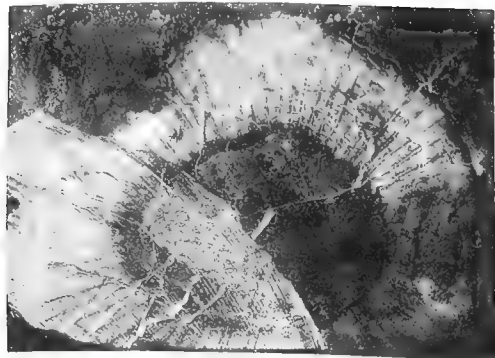
5



6



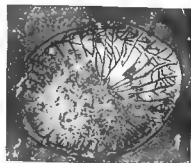




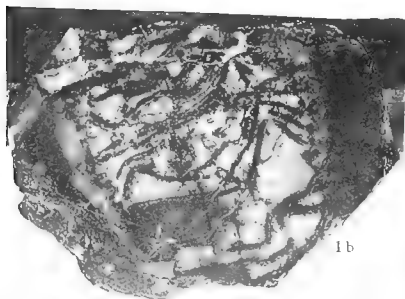
1a



3



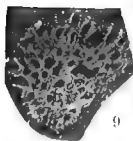
2



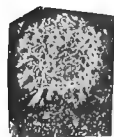
1b



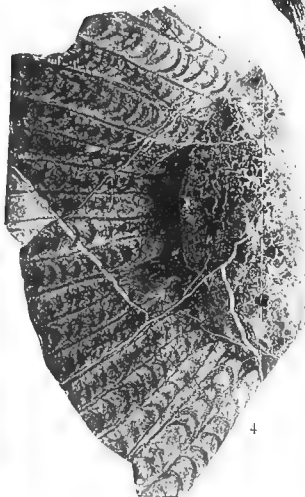
7



9



8



4

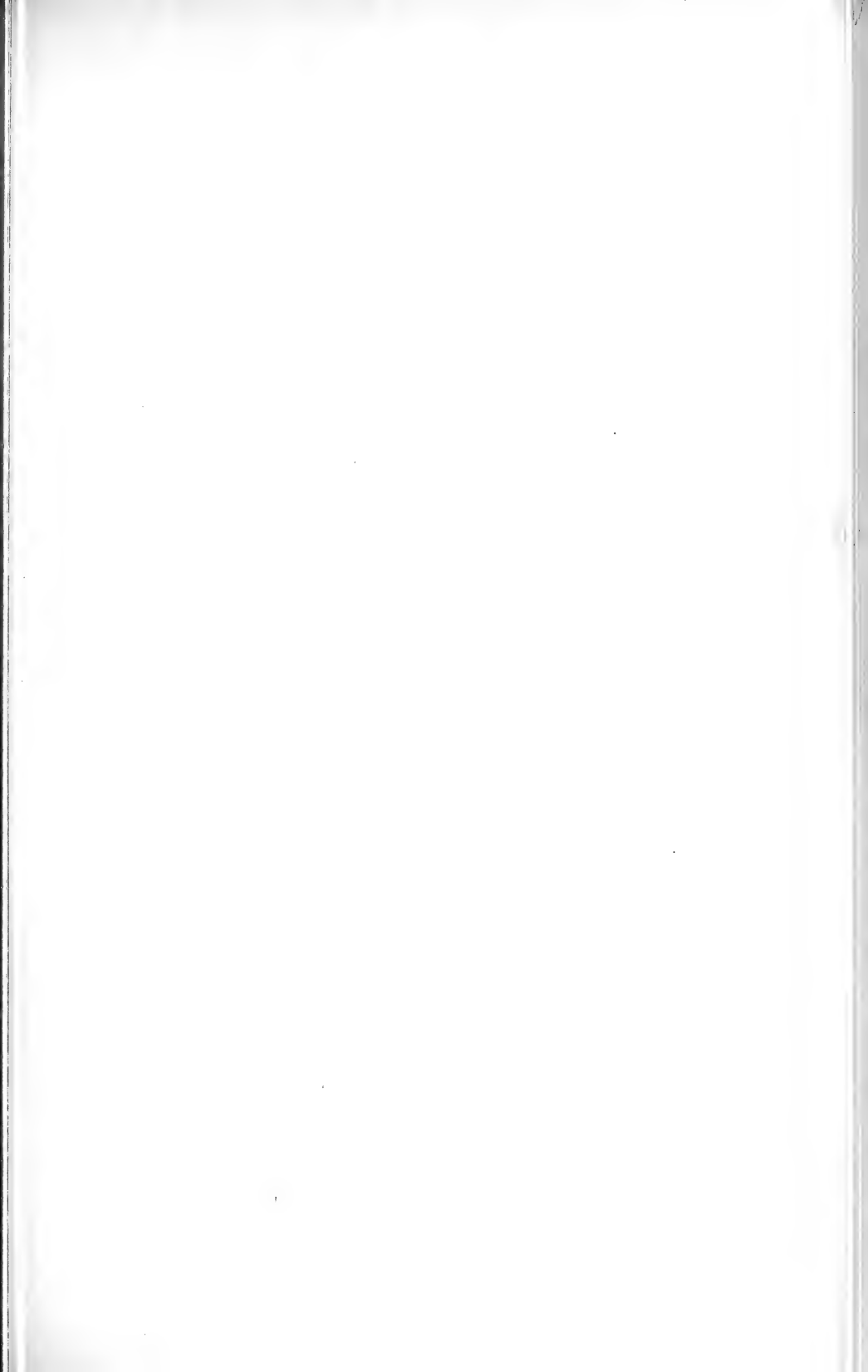


5



6



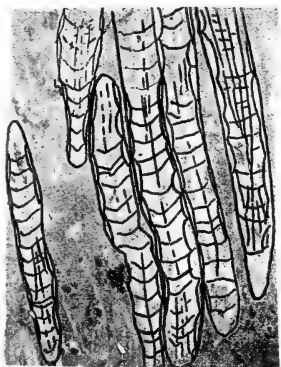


### Erklärung zu Tafel XXXI.

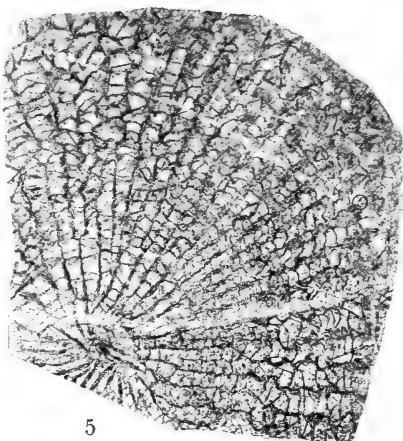
- Fig. 1 a, b. *Cyathophyllum syringoporoides* n. sp. 3/1. Wolayer Thörl.  
Fig. 2 a, b. *Columnaria symbiotica* n. sp. 3/1. Wolayer Thörl.  
c. *Columnaria symbiotica* n. sp. 1/1. Wolayer Thörl.  
Fig. 3 a, b. *Amplexus Frechi* n. sp. 3/1. Wolayer Thörl.  
Fig. 4. *Cyathophyllum* cf. *hallioides* FRECH. 1/1. Wolayer Thörl.  
Fig. 5. *Cyathophyllum helianthoides* GOLDF. 3/1. Cellonkofel.  
Fig. 6. *Cyathophyllum* cf. *heterophyllum* M. EDW. et HAIME. 3/1. Seekopf-Thörl.  
Fig. 7. *Cyathophyllum dianthus* GOLDFUSS. 3/1. Seekopf-Thörl.  
Fig. 8. *Cyathophyllum dianthus* GOLDF. 3/1. Oberes Valentin-Tal.  
Fig. 9. *Cyathophyllum volaicum* n. sp. 3/1. Wolayer Thörl.  
Fig. 10. *Cyathophyllum volaicum* n. sp. 1/1. Wolayer Thörl.

Sämtliche Stücke stammen aus dem Unterdevon.

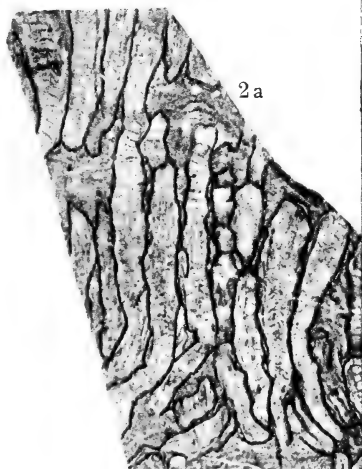
---



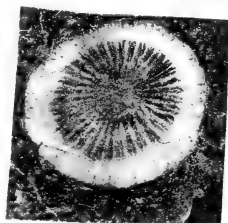
1a



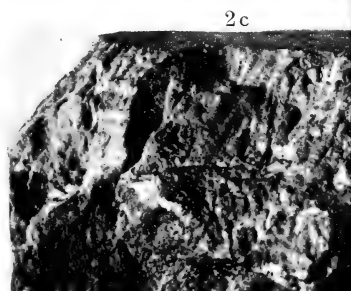
5



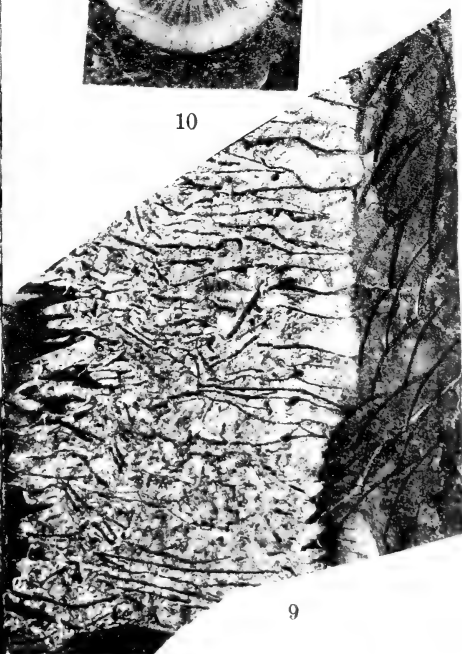
2a



10

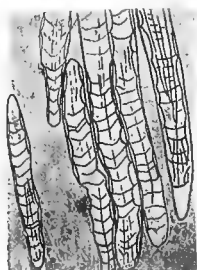


2c

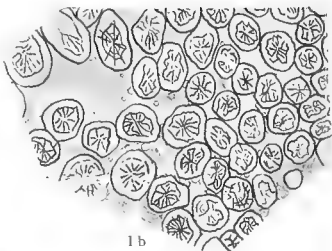


9





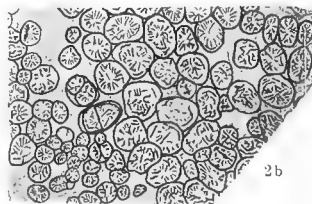
1a



1b



2a



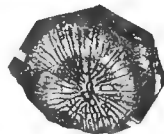
2b



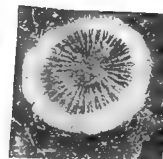
6



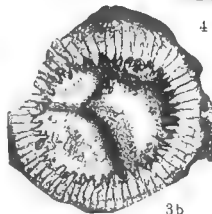
5



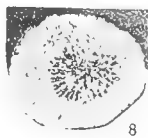
4



10



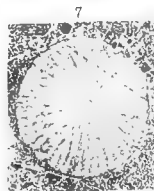
3b



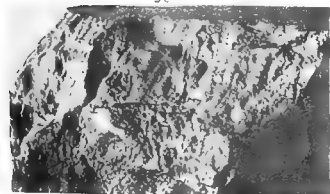
8



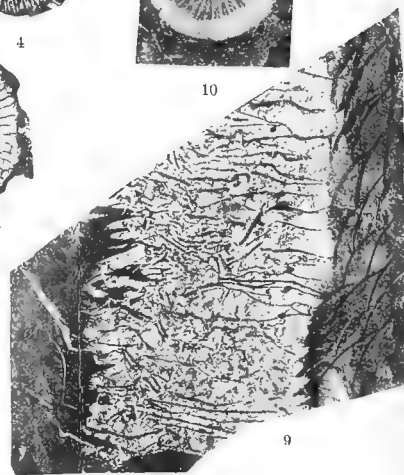
3a



7



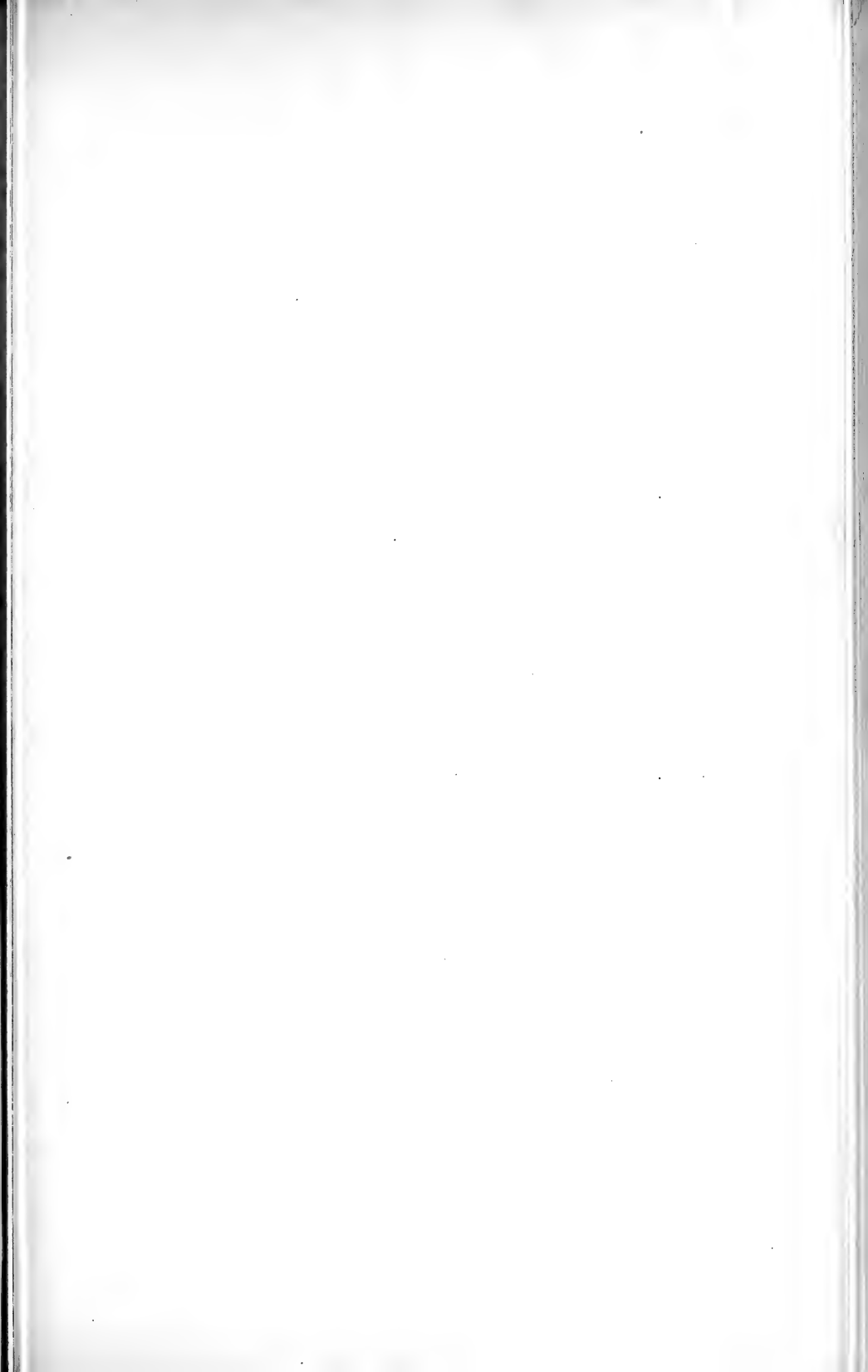
2c



9





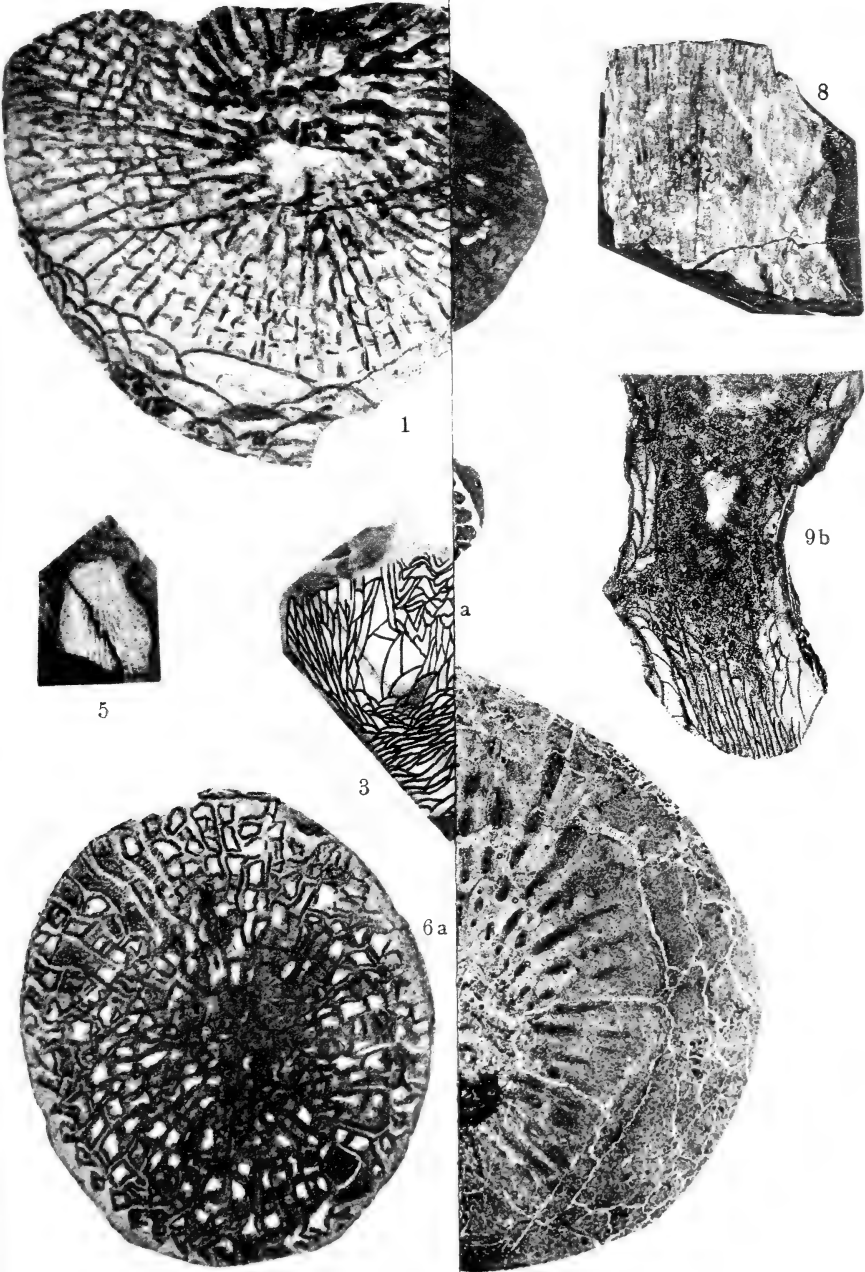


### Erklärung zu Tafel XXXII.

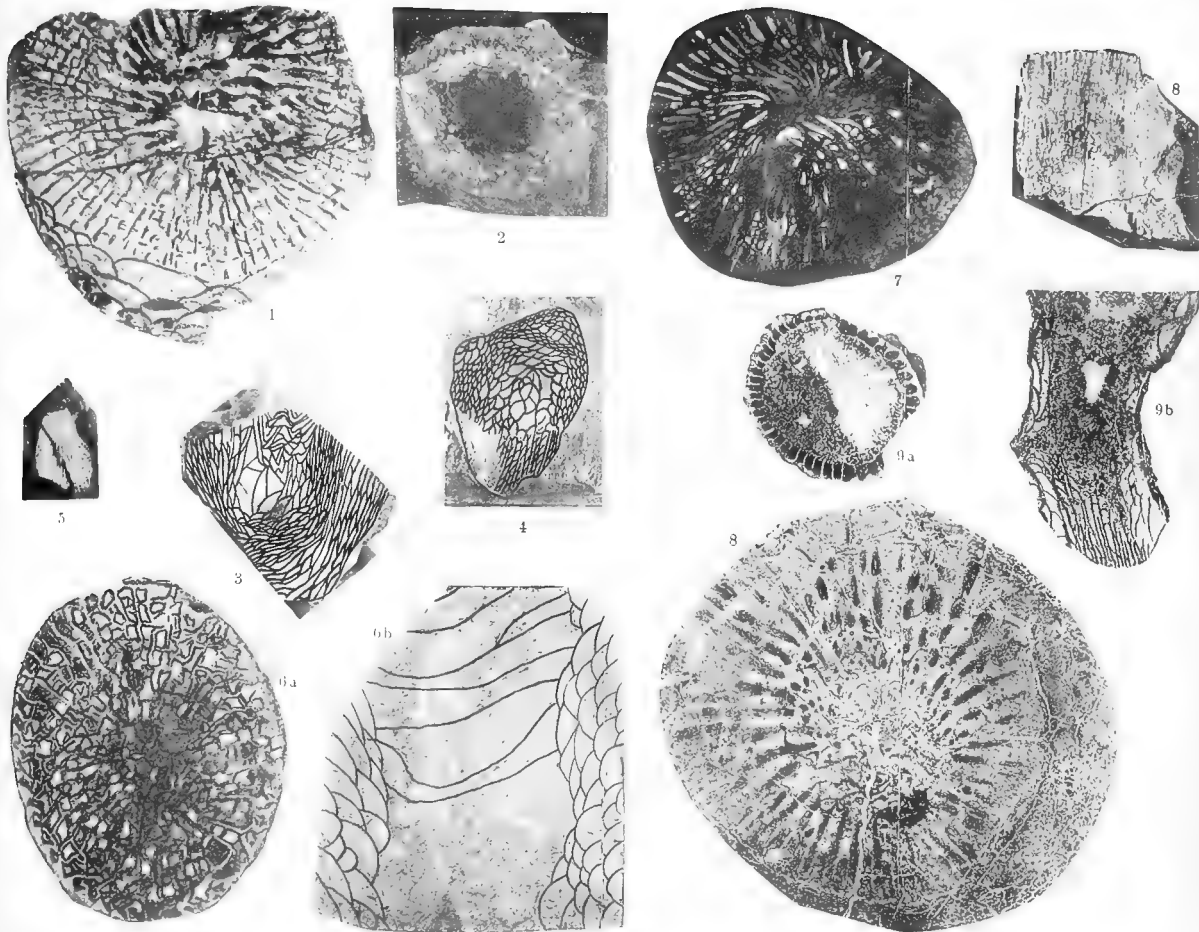
- Fig. 1. *Endophyllum carnicum* n. sp. 3/1. Wolayer Thörl.  
Fig. 2. *Cystiphyllum cristatum?* FRECH. 1/1. Oberes Valentin-Tal.  
Fig. 3. *Cystiphyllum intermedium* TSCHERNYSCHEW sp. var. n. *densum*. 1/1. Seekopf-Thörl.  
Fig. 4. *Cystiphyllum vesiculosum* GOLDF. 1/1. Cellonkofel.  
Fig. 5. *Endophyllum ex* aff. *acanthicum* FRECH. 1/1. Wolayer Thörl.  
Fig. 6 a, b. *Cyathophyllum vermiculare* GOLDF. mut. n. *carnicum*. 3/1. Seekopf-Thörl.  
Fig. 7. *Cyathophyllum macrocystis* FRECH. 3/1. Seekopf-Thörl.  
Fig. 8. *Cyathophyllum* sp. 1/1. Oberes Valentin-Tal.  
Fig. 9a, b. *Cyathophyllum* n. sp. ex aff. *dianthus* GOLDF. 3/1. Wolayer Thörl.  
Fig. 10. *Cyathophyllum alpinum* n. sp. 3/1. Wolayer Thörl.

Sämtliche Stücke stammen aus dem Unterdevon.

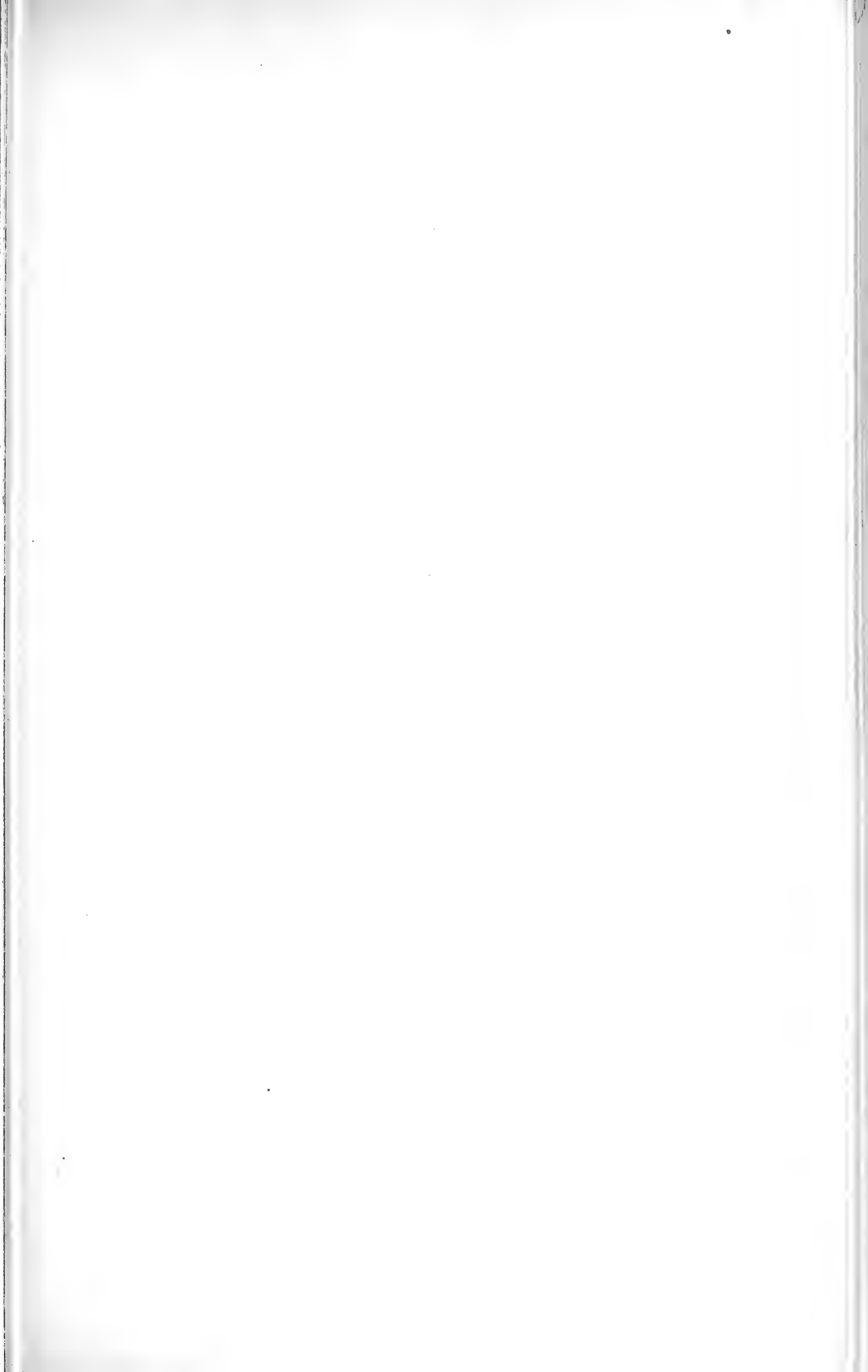
---











### Erklärung zu Tafel XXXIII.

Fig. 1a, b. *Favosites proasteriscus* n. sp. 3/1. Wolayer Thörl.

Fig. 2. *Hallia?* sp. 3/1. Wolayer Thörl.

Fig. 3. *Favosites polymorphus* GOLDF. 3/1. Wolayer Thörl.

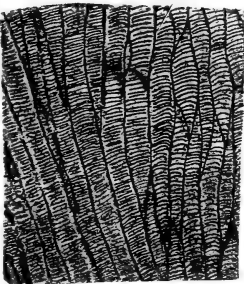
Fig. 4. *Heliolites confinensis* n. sp. 3/1. Wolayer Thörl.

Fig. 5a, b. *Favosites Goldfussi* M. EDW. et HAIME. 3/1. Seekopf-Thörl.

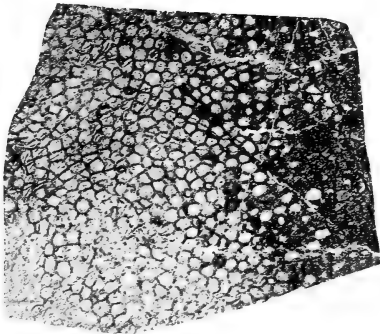
Sämtliche Stücke stammen aus dem Unterdevon.

---





1 a



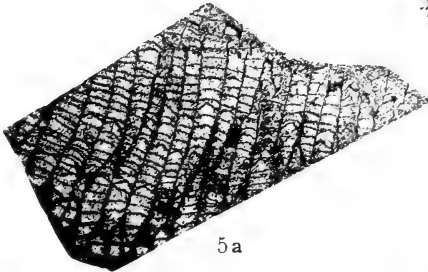
1 b



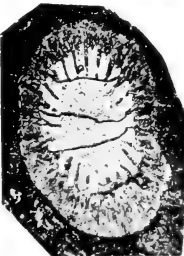
4



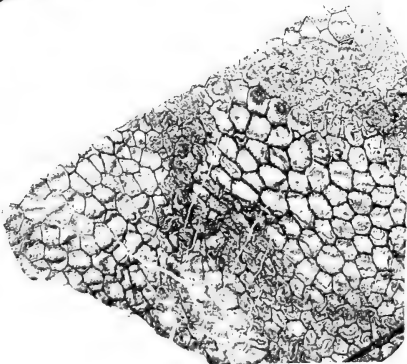
3



5 a

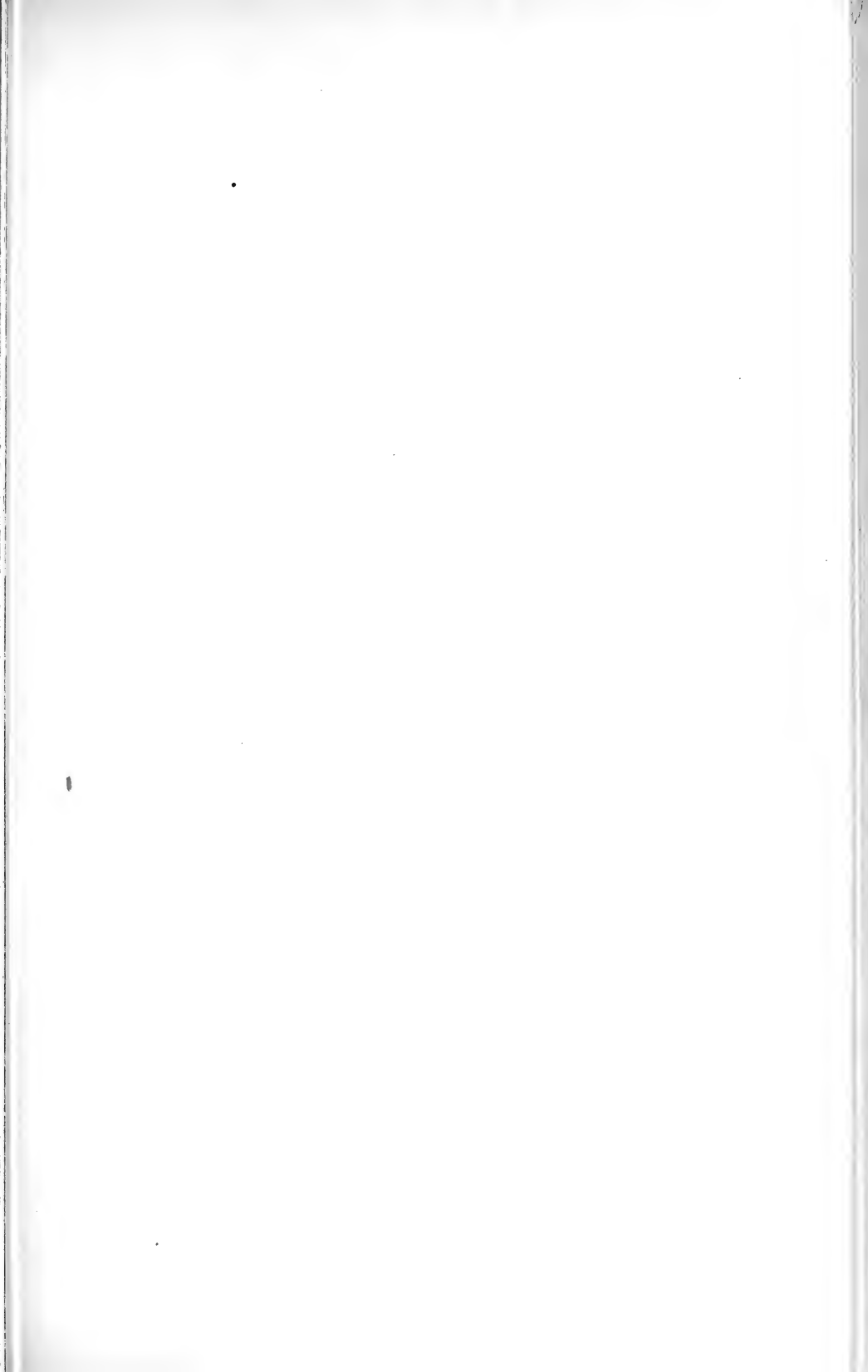


2



5 a





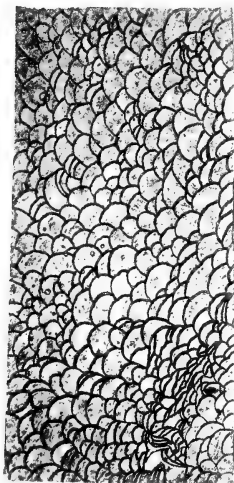
#### Erklärung zu Tafel XXXIV.

- Fig. 1a, b. *Alveolites (Caliapora) Frechi* n. sp. 3/1. Oberes Valentin-Tal.
- Fig. 2. *Alveolites (Caliapora) carnicus* n. sp. 3/1. Aus dem Silur von Paularo.
- Fig. 3a, b. *Alveolites suborbicularis* mut. n. *volaicus*. 3/1. Wolayer Thörl.
- Fig. 4a, b. *Clathrodictyon carnicum* n. sp. 3/1. Oberes Valentin-Tal.
- Fig. 5a, b. *Stromatopora celloniensis* n. sp. 3/1. Cellonkofel.
- Fig. 6. *Stromatopora celloniensis* n. sp. 3/1. Seekopf-Thörl.
- Fig. 7. *Striatopora subaequalis* M. EDW. et HAIME. 3/1. Wolayer Thörl.
- Fig. 8. *Stromatoporella volaica* n. sp. 3/1. Wolayer Thörl.
- Fig. 9. *Syringopora alpina* n. sp. mit *Actinostroma* sp. 3/1. Cellonkofel.
- Fig. 10. *Monticulipora* sp. 3/1. Seekopf-Thörl.
- Fig. 11. *Thecia Swinderenana* GOLDF. mut. n. *devonica*. 3/1. Wolayer Thörl.

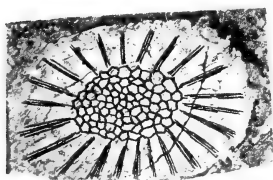
Sämtliche Stücke stammen aus dem Unterdevon.



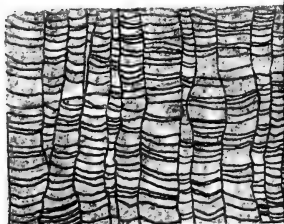
1a



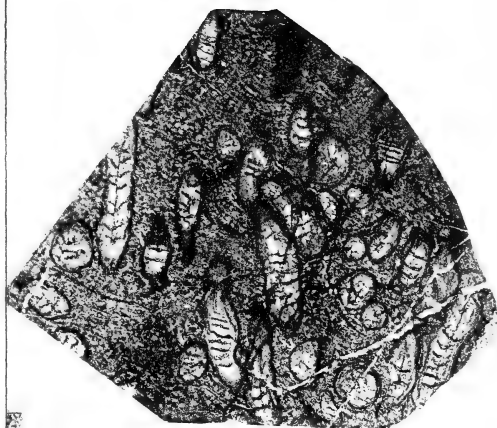
3a



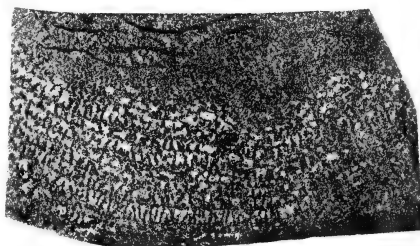
7



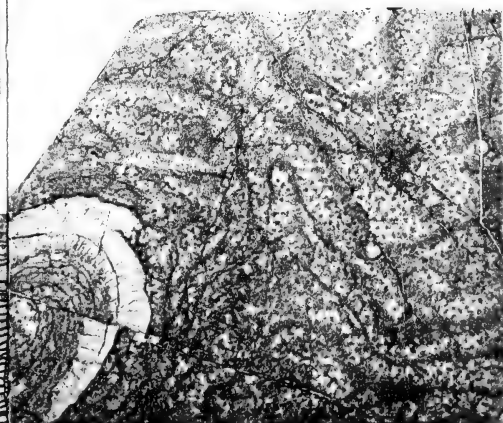
3b



5b



8

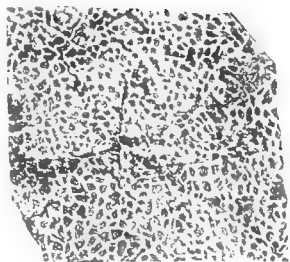


4b

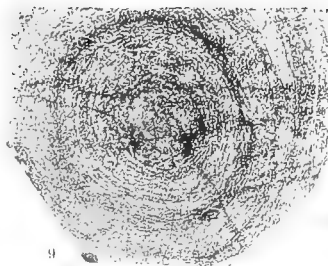




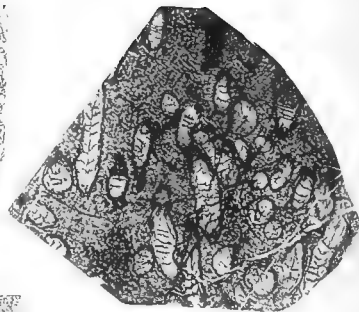
1a



1b



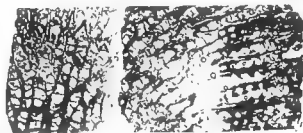
9



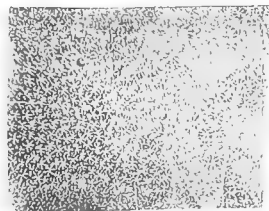
5b



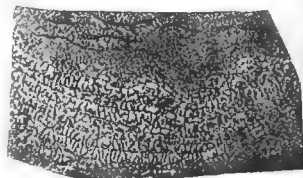
3a



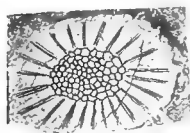
2



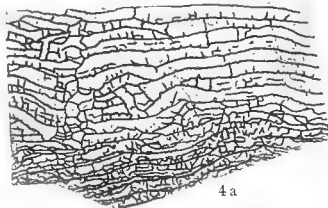
11



8



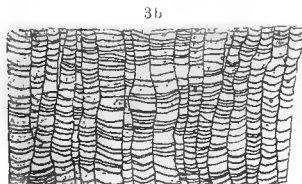
7



4a



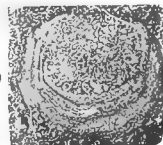
6



3b



5a



10



4b







Der Talkbruch von Couchillas in Uruguay.





Fig. 1.

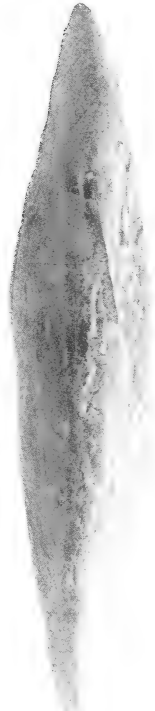


Fig. 2.

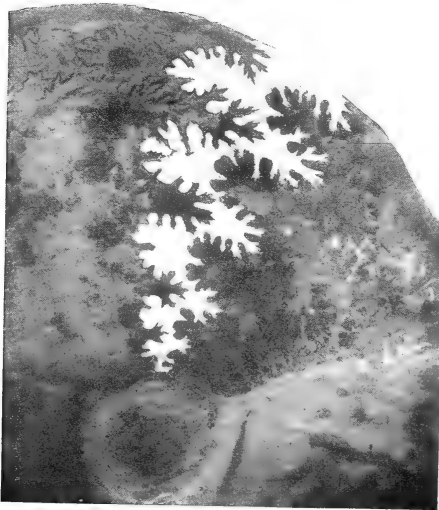


Fig. 3.

Fig. 1. *Ptychites dux* GIEBEL,  
Leimen bei Heidelberg,  
ungefähr  $\frac{3}{4}$  verkleinert.

Fig. 2. Dasselbe Exemplar  
von der Externseite ge-  
sehen.

Fig. 3. Lobenlinie.



# Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

## A. Abhandlungen.

4. Heft.

66. Band.

1914.

Oktober bis Dezember 1914.

(Hierzu Tafel XXXVII—XL.)

Berlin 1914.

Verlag von Ferdinand Enke,  
Stuttgart.



## INHALT.

### Aufsätze:

12. GAGEL, C.: Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras. II. Teil (Schluß). Hierzu Tafel XXXVII und 7 Textfiguren . . . . . 449
13. HAACK, WILHELM: Über eine marine Permfauna aus Nordmexiko nebst Bemerkungen über Devon daselbst. (Hierzu Tafel XXXVIII bis XXXIX und 2 Textfiguren) . . . . . 482
14. GAGEL, C.: Neue Beobachtungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin über Untereocän, Paleocän? und Interglazial. (Hierzu Tafel XL und 4 Textfiguren) . . . . . 505
- Rechnungsabschluß für 1913 . . . . . 519
- Zugänge der Bibliothek (Zeitschriften, Karten u. Kartentexte) . . . . . 520
- Mitgliederverzeichnis . . . . . 536
- Inhaltsverzeichnis . . . . . III
- Druckfehlerberichtigungen . . . . . VII

# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFTE †	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	„ BORNHARDT	„ HENNIG	
sitzende:	„ KRUSCH	„ JANENSCH	
Schatzmeister:	„ MICHAEL	„ WEISSERMEL	
Archivar:	„ SCHNEIDER		

## Beirat für das Jahr 1914

Die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen,  
OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

## Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**,  
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Oberbergrat Bornhardt**, Charlottenburg, Dernburg-Str. 49 oder Herrn **Professor Dr. Krusch**, Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Rich. Michael**, Charlottenburg, Kaiserdamm 74, Postscheckkonto **Berlin NW 7, Konto Nr. 16 071** oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

## 12. Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras.

### II. Teil<sup>1)</sup>.

Von Herrn C. GAGEL.

(Hierzu Taf. XXXVII und 7 Textfiguren.)

#### Inhalt.

	Seite
Einleitung . . . . .	449
Tiefengesteine . . . . .	450
Ganggesteine . . . . .	453
a) Monchiquite . . . . .	453
b) In Gangspalten auftretende Ergußgesteine . . . . .	460
c) Leukokrate Ganggesteine, Gauteite, Quarzbostonite . . . . .	466
Ergußgesteine . . . . .	473
d) „Sodalith- und Hauynteprhite“ . . . . .	473
e) Hornblendebasalt . . . . .	475
f) Basaltoide Gesteine . . . . .	477

#### Einleitung.

Als ich vor drei Jahren an dieser Stelle den ersten Teil meiner Studien über Madeira veröffentlichte, tat ich es mit der ausgesprochenen Betonung des mir sehr wohl bewußten fragmentarischen Charakters und der mir nicht minder bewußten Mängel dieser Arbeit, tat es aber unter dem Zwange gewisser Verhältnisse, die es mir damals ausgeschlossen erscheinen ließen, den mir wohlbewußten Mängeln in absehbarer Zeit abzuhelpfen, — in der Überzeugung, daß eine, wenn auch mangelhafte Bearbeitung besser sei und unsere Kenntnis dieses interessanten Vulkangebietes mehr fördern würde als gar keine Bearbeitung.

Inzwischen sind nun Ereignisse eingetreten, die es mir wider Erwarten doch jetzt schon, nach kaum drei Jahren, gestatten

<sup>1)</sup> Schlußteil zu: diese Zeitschr. 1912, Heft 3. S. 344—491.

bzw. wünschenswert machen, einige, im wesentlichen abschließende Nachträge und Verbesserungen zu obigen Studien zu liefern.

Nicht nur verdanke ich der Güte des Herrn A. C. DE NO-  
RONHA, des so eifrigen und verdienstvollen Erforschers seiner  
Heimatsinsel, einige wichtige neue Gesteinstypen Madeiras und  
Porto Santos, die mir damals noch gar nicht oder nur unvoll-  
kommen bekannt waren, sowie dem Entgegenkommen des  
Direktors der Pr. Geolog. Landesanstalt, Herrn Geh. R. BEYSLAG,  
die Ausführung einiger wichtiger Analysen von neuen bzw. bis-  
her nicht analysierten Gesteinen Madeiras und Porto Santos,  
die unsere bisherige Kenntnis dieses interessanten Gesteins-  
gebietes nicht unwesentlich zu erweitern geeignet sind, sondern  
inzwischen hat auch Herr FINCKH<sup>1)</sup>, der ursprünglich das von  
mir gesammelte Madeiramaterial mit mir gemeinsam bearbeiten  
wollte, nach siebenjährigem Studium des Materials sich aber  
immer noch nicht entschließen konnte, seinen Anteil zu vollenden  
(so daß ich damals gezwungen war, allein und nur mit Hilfe  
der mir von ihm gegebenen dürftigen Notizen diese Arbeit, so  
gut es ging, zu Ende zu führen), nun doch die Zeit gefunden,  
seine Ergebnisse zu publizieren, so daß damit auch für mich  
wieder die Möglichkeit gegeben war, mir über zweifelhafte Fra-  
gen meines Materials bei anderen Fachgenossen mit größerer  
petrographischer Erfahrung Rat zu holen<sup>2)</sup> und so den offen-  
kundigen, auf meiner geringen petrographischen Erfahrung be-  
ruhenden Mängeln des ersten Teils dieser Studien abzuhelpen  
sowie den bis dahin noch nicht untersuchten Teil meines Ma-  
terials abschließend zu untersuchen.

Insbesondere bin ich den Herren J. HIBSCH und L. MILCH  
zu lebhaftem Dank verpflichtet für die Güte, einen Teil der  
Schliffe der Madeiragesteine durchzusehen, mir Ihre Ansicht  
darüber mitzuteilen und mir auch sonst mit ihrem Rate fördernd  
zur Seite zu stehen, was für mich, der ich nur spärliche Muß-  
stunden diesen außerdienstlichen Arbeiten widmen konnte, natur-  
gemäß von besonderem Wert war.

### Tiefengestéine.

In bezug auf die Tiefengesteine Madeiras und deren Be-  
nennung möchte ich nochmals (vergl. „Studien“ I S. 390, 401,  
464—65) als wesentlich das eine betonen, was sich aus dem

<sup>1)</sup> L. FINCKH: Die Gesteine der Inseln Madeira und Porto Santo.  
Beitrag zur Kenntnis der Essexite und ihrer Ergußformen. Diese Zeit-  
schrift 1913, Heft 4.

<sup>2)</sup> Vgl. diese Studien I, Seite 346 oben.



geologischen Befund im Felde mit völliger Sicherheit ergibt, daß sowohl das Vorkommen in der Ribera das Voltas (Ribeira de Najade oder Majato v. FRITSCH) wie das an der Soca in der Ribeira de Massapez relativ sehr kleine und geologisch völlig einheitliche Massen sind (40—50 m Durchmesser, Seite 372 und S. 386), in denen von deutlich abgesetzten Gängen oder Nachschüben nichts zu beobachten war, sondern in denen, soweit ich es untersuchen konnte, nur schlierige Differentiation eingetreten ist. Die anderen Vorkommen in der Ribeira de Massapez, im Curral usw., sind noch wesentlich kleiner und treten nur in Form kleiner Gänge auf (vgl. a. a. O. Abb. S. 379). Ob es also berechtigt ist, die kleinen schlierigen Differentiationen innerhalb so kleiner Massen mit besonderen Namen zu belegen und als gesonderte Gesteine, als Sodalithsyenit, Akerit, Foyait und Essexitdiabas usw. zu bezeichnen (FINCKH a. a. O. S. 455 ff.), kann ich füglich dahingestellt sein lassen. Ich meine stets glaube, das entscheidende Wort hat in solchen Fragen nicht die Dünnschliffpetrographie, sondern die Beobachtung im Felde zu sprechen, und faustgroße Schlieren sind keine Gesteine.

Herr FINCKH beschreibt selbst S. 467 von einem Essexitgang ein noch nicht faustgroßes Handstück von feinkörnigem Essexit (Plagioklas, Titanaugit, Olivin, Biotit, Titaneisen, Apatit) mit einer Schliere von „Foyait“ (Orthoklas, natronreicher Plagioklas, Nephelin, Titanaugit, Ägirinaugit, Ägirin), bei dem sich die Schlierennatur durch die allmählichen Übergänge der Grenzzone ganz sicher feststellen ließ, und die Analysen des „Sodalithsyenits“, des „Akerits“ sind von sehr kleinen Handstücken gemacht, die nicht von mir aus dem Anstehenden geschlagen sind, also vermutlich ebenfalls von derartigen kleineren Schlieren herrühren.

Wenn ich irgendeinen erkennbaren Gang oder deutlich abgesetzten Nachschub in den Lakkolithen hätte beobachten können, so wäre mir das gewiß nicht entgangen, trotz der Schwierigkeit der lokalen Untersuchung, und wäre auch von mir erwähnt worden; auch in den riesigen Essexitblöcken in der Ribeira de Massapez habe ich immer nur schlierige Abänderungen, aber nie einen Gang beobachtet.

Das von Herrn FINCKH jetzt als Akerit diagnostizierte Handstück — das früher (diese Zeitschrift 1903) von ihm als Alkaligranit bezeichnete Gestein — ist ein Gestein mit wundervoll deutlicher Diabasstruktur (Analyse B. C. GAGEL S. 398 und 388) und als kleines Gerölle gefunden; der „Sodalithsyenit“ ist ein ganz kleines (wallnußgroßes) Stück, das ich 1903 von Herrn Pater SCHMITZ erhalten habe und analysieren ließ,

bevor ich selbst die Soca gesehen hatte. Die Bemerkung des Herrn FINCKH bei diesem Gestein (S. 456), daß ich Hornblende (Barkewikit) mit Biotit verwechselt hätte, erledigt sich durch den Hinweis auf Seite 395 Fig. 9 meiner Arbeit, wo sowohl der Barkewikit — oder eine sehr ähnliche Hornblende — mit dem charakteristischen Winkel der Spaltrisse wie der Biotit in den schmalen Leisten in der Mikrophotographie des Schliffes genau bezeichnet und trotz der Unvollkommenheit der Abbildung auch deutlich genug zu erkennen sind.

Das einzige Handstück, das ich direkt vom Anstehenden der Soca — nicht von den heruntergestürzten Blöcken im Bachbett — geschlagen habe, enthält ebenfalls schon in sich sehr deutlich verschiedene Schlieren: ganz dunkle, fast feldspatfreie und daneben sehr helle, augitarme, feldspatreiche Partien. Im großen ganzen betrachtet ist das Gesteinsstück augitreicher als die meisten übrigen Handstücke, recht grobkörnig mit undeutlich divergentstrahliger Struktur. Im Dünnschliff zeigt auch dieses Stück ziemlich große Orthoklase, sehr große, stark verzwilligte Plagioklase, große Augite, die z. T. sehr zart violett, z. T. deutlich bis erheblich stark violett gefärbt und etwas pleochroitisch sind, stellenweise mit deutlich grünen Rändern von Ägirinaugit umgeben. Angesetzt an die Augite finden sich zahlreiche große, braune, ungewöhnlich stark pleochroitische Biotite (tief dunkelbraun bis fast farblos, z. T. bis olivfarbig). Ferner sind viel Apatit, große Magnetitkörner usw. vorhanden; Amphibol ist in diesem Schliff nicht sicher nachzuweisen. Die Augite löschen sehr unvollkommen aus, die Felderteilung ist meistens nur angedeutet. Die Plagioklase enthalten, wie auch schon von einigen andern Schliffen der Essexite Madeiras und Porto Santos beschrieben ist, z. T. farblose und gelbliche Glaseinschlüsse.

Außerdem ist nicht häufig ein formloses, rotbraunes, ziemlich stark pleochroitisches Mineral ohne Spaltrisse vorhanden, das ich nicht einwandfrei bestimmen kann; endlich einzelne kleine Körner eines rotbraun durchsichtigen, isotropen Minerals, und etwas chloritische Substanz. Ein zweiter Schliff desselben Handstücks zeigt noch intensiver violette und stärker pleochroitische Augite und außerdem etwas — aber sehr wenig — braune Hornblende sowie noch mehr unbestimmbare Zersetzungsprodukte.

Auch von dem Gestein des Seite 379 abgebildeten Ganges ist inzwischen ein Dünnschliff hergestellt — es ist ein mittel- bis grobkörniges, ziemlich dunkles Gestein, das Plagioklas, schwarzen Augit, kleine Biotitblättchen, Magnetitkörner mit

bloßem Auge erkennen läßt. Im Schliff zeigt das stark zersetzte Gestein eine sehr deutliche divergentstrahlige Struktur, Plagioklasleisten und -tafeln, ganz zersetzte Augite, z. T. mit Zwillingslamellen nach 100, sehr stark pleochroitischen Biotit (tief dunkelbraun zu ganz hellbräunlich), sehr zersetzte Olivine und unbestimmbare Zersetzungsprodukte.

Endlich liegt aus der Ribeira de Massapez noch ein Gang eines recht grobkörnigen, stark zersetzten Gesteins vor, das aus divergentstrahligen großen Plagioklastafeln, sehr großen, fast völlig serpentinierten Olivinen, großen Augiten (oft mit reichlichen Zwillingslamellen) und tiefbraunem, sehr stark pleochroitischem Glimmer besteht (ziemlich reichlich); außerdem sind Apatitnadeln, große Magnetitkörner und Fetzen eines nicht kristallographisch begrenzten braunen, kaum pleochroitischen Minerals ohne Spaltrisse vorhanden; es ist offenbar ein sehr basisches, essexitartiges Gestein; Hornblende ist darin nicht vorhanden.

### Ganggesteine.

Über die Ganggesteine Madeiras und Porto Santos lassen sich nach dem mir inzwischen zugegangenen neuen Material und nach der jetzt ermöglichten genaueren Untersuchung des alten Materials auf Grund der Beratung erfahrenerer Fachgenossen wesentliche Ergänzungen bringen. FINCKH behauptet, daß melanokrate, camptonitische und monchiquitische Ganggesteine auf Madeira fehlten, wenigstens daß er vergeblich in meinem Material danach gesucht habe, und dieser Mangel war auch mir eine sehr auffällige Erscheinung gewesen, der ich allerdings bis dahin keine Schliffe derartiger melanokrater Ganggesteine aus anderen Gebieten (sondern nur Handstücke davon) zu Gesicht bekommen hatte.

J. HIBSCH, der die große Güte hatte, einen Teil meiner Schliffe zwecks Vergleiches mit den böhmischen Gesteinen durchzusehen, machte mich nun sofort darauf aufmerksam, daß sowohl das Gestein der Analyse e vom Ribeiro frio (S. 428, 432—433 meiner Arbeit, Analyse V (e), „trachytoider Trachydolerit“ in der Arbeit von FINCKH S. 494—495) wie ein anderes Ganggestein aus dem Curral ganz typische und unverkennbare Amphibolmonchiquite wären, und schickte mir auf meine Zweifel Vergleichsstücke und Schliffe typischer, böhmischer Hornblendemonchiquite. Hiernach und nach dem genauen Studium der Arbeit von HUNTER und ROSENBUSCH<sup>1)</sup> habe ich mich nun

<sup>1)</sup> HUNTER und ROSENBUSCH: Über Monchiquite usw. Tschermacks Min. und Petrogr Mitt. 1890, 11, S. 445 ff.

überführt, daß die Ansicht von HIBSCH über dieses Gestein e vom Ribeiro frio tatsächlich zutreffend, und daß es seiner unverkennbaren Struktur nach ein ganz zweifelloser Amphibol-Augitmonchiquit ist, und daraufhin, nachdem ich auf die charakteristische, unverkennbare, mikroskopische Struktur erst einmal aufmerksam geworden war, habe ich Monchiquite noch mehrfach in den Ganggesteinen Madeiras selbst gefunden. Dieser angebliche Mangel hat sich also tatsächlich nur als ein scheinbarer, als ein Mangel unserer Kenntnisse bzw. Untersuchungen erwiesen, und das Auffällige daran ist nur, daß FINCKH dies Gestein nicht nur sehr genau — an drei Schliffen — mikroskopisch untersucht, sondern es sogar zur Analyse ausgewählt hat, wie er selbst noch besonders hervorhebt (S. 493), daß er aber das Gestein als trachytoiden Trachydolerit bezeichnet und ebenda seine chemische Verwandtschaft mit leukokraten Ganggesteinen hervorhebt! (Taf. XXXVII, Fig. 5.)

Ich habe das Handstück von einer vorspringenden Ecke an einer Stelle im Ribeiro frio geschlagen, wo wegen des vielen Abhangsschuttes usw. nicht zu entscheiden war, ob es von einem Gang- oder einem Ergußgestein herrührte, habe diese Unsicherheit auch stets — und ausdrücklich auch gegen FINCKH — betont und bin nur wegen der ausgeprägten säulenförmigen Absonderung sowie vor allem wegen der kleinen mit Zeolithen ausgefüllten Blasenräume zu der Vermutung gekommen, daß es wahrscheinlich doch wohl ein Ergußgestein wäre.

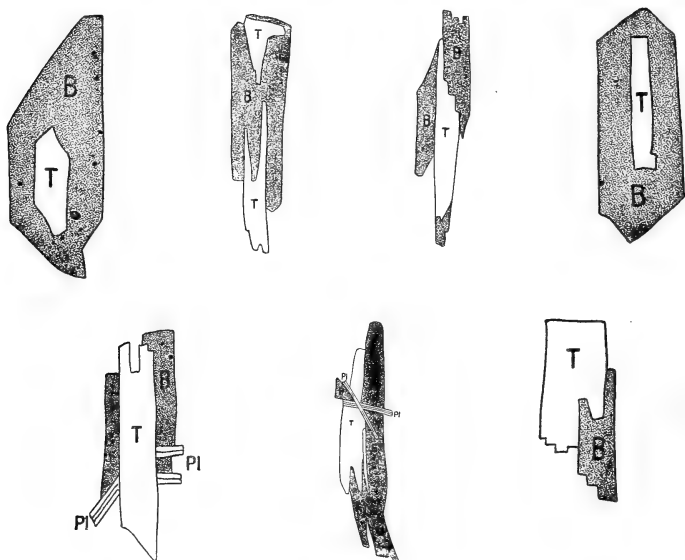
Nachdem ich später selbst im Curral bei sehr schön aufgeschlossenen, mächtigen Gängen derartige mit Zeolithen erfüllte Blasenräume dreimal beobachtet habe und ROSENBUSCH ebenfalls das Vorkommen von Mandelräumen bei Monchiquiten betont, ist die Hinfälligkeit dieses letzten Arguments für Ergußgesteine erwiesen, und bei der völligen strukturellen und mineralogischen Übereinstimmung mit den böhmischen und anderen Monchiquiten sehe ich keinen Grund mehr, die Richtigkeit der HIBSCHschen Diagnose zu bezweifeln, zumal auch die Analyse diese Deutung unterstützt, was ebenfalls von HIBSCH betont wird (vergl. die Analysentafel S. 461). Zu der von mir gegebenen Beschreibung dieses Gesteins der Analyse e (S. 432 u. 433) ist noch hinzuzufügen, daß es nicht „etwas“, sondern stellenweise ziemlich reichlich, aber meistens stark umgewandelten Olivin enthält, nicht häufige, kleine, aber durch Gestalt und hohe Licht- und Doppelbrechung unverkennbare Titanite, vereinzelte, etwas größere Plagioklaseinsprenglinge und nach freundlicher Bestimmung von J. HIBSCH auch Analcim. Meine

Angabe von Nephelin gründete sich auf das nicht gerade reichliche Vorkommen eines farblosen, sehr schwach doppelbrechenden, gelatinierenden Minerals. Die Schlitze des Gesteins waren mir durch die sehr charakteristische, auffällige und von den andern Madeiragesteinen stark abweichende Struktur mit den ziemlich zahlreichen, sehr kleinen Amphibolsäulchen, die aber im Schliff ziemlich unregelmäßig verteilt sind, von jeher als etwas Besonderes erschienen, doch konnte ich aus Mangel an Vergleichsmaterial und Erfahrung bis dahin nichts weiter mit ihnen anfangen, da mir vor dem Erscheinen der FINKHSCHEN Arbeit die Möglichkeit genommen war, die Schliffe erfahreneren Fachgenossen zu zeigen. Der Vergleich der Analyse (I Seite 461) mit den Analysen typischer Monchiquite vom Rosenkamm am Finkenstein und vom Mädstein in Böhmen (4, 5) sowie von der Santa-Cruz-Bahn bei Rio de Janeiro (6) bestätigt schlagend, daß auch die chemische Übereinstimmung nicht minder vollkommen ist wie die mineralogische und strukturelle, und daß das Gestein tatsächlich ein sicherer Monchiquit ist. Die auffallend helle Farbe des Gesteins dürfte auf Rechnung der beginnenden Verwitterung des nicht mehr ganz frischen Gesteins zu setzen sein; bemerkenswert ist der sehr hohe Phosphorsäuregehalt, doch sind Apatite nur selten und in sehr kleinen Körnchen nachzuweisen.

Biotit ist sicher nicht in dem Gestein vorhanden; ebenso läßt dies Gestein die sonst bei den Monchiquiten so oft beobachtete Verwachsung von Barkewikit und Titanaugit vermissen.

Noch sehr viel deutlicher und unverkennbarer ist die Monchiquitstruktur in einem anderen Ganggestein aus dem Gran Curral vom Lombo grande, worauf ich ebenfalls durch J. HIRSCH aufmerksam gemacht wurde. Es ist ein gut aufgeschlossener, steil stehender, unter Tuffbreccien endigender Gang, der nicht bis zur Oberfläche durchgedrungen ist, und besteht aus einem dunkelgrauen, sehr feinkörnigen, undeutlich kugelig abgesonderten Gestein mit kleinen, durch Calcit und Zeolith. ausgefüllten Mandelräumen. Unter der Lupe ist an dem Gestein sonst nichts zu erkennen. Im Dünnschliff sieht man wenig trübe Grundmasse, Glasbasis, zahlreiche sich kreuzende kleine Plagioklasleisten, zahlreiche tiefbraune, kleine, stark pleochroitische Amphibole mit Auslöschungsschiefen von  $8-13^\circ$ , kleine, z. T. zart violette Titanaugite in kleinen Säulchen und kurzen, dicken Tafeln und z. T. stark verwilligt. Die braunen Amphibole (Barkewikite?) und zart violetten Augite sind größtenteils gesetzmäßig verwachsen in der von HUNTER und ROSENBUSCH angegebenen Weise (gemeinsame Symmetrieebenen), z. T. umwachsen die Amphibole die Titanaugite völlig. (Taf. XXXVII, 3.)

Außerdem findet sich ziemlich reichlich, aber stark zer-  
setzt Olivin, ferner Magnetit in Körnern und in den zierlichen,  
auch von dem Gestein am Ribeiro frio beschriebenen Skeletten  
(„Studien“ I S. 433); Apatit in Form schlanker Säulchen  
und zarter Nadeln ist anscheinend ziemlich reichlich vor-  
handen — viel häufiger als in dem vorigen Gestein. Biotit



Gesetzmäßige Verwachsungen von Titanaugit (T) mit Barkewikit (B)  
in Monchiquiten aus dem Gran Curral Madeira. (Pl = Plagioklas.)

fehlt sicher! Die kleinen Amphibole und Magnetitskelette  
sind in dem Schliff recht unregelmäßig verteilt und  
fehlen an einzelnen kleinen Stellen des Schliffes ganz, die  
dann wie ein basaltoider Trachydolerit aussehen. Von diesem  
Gestein ist eine Analyse gemacht, die das unter II der Ana-  
lysentafel (S. 461) verzeichnete Resultat ergab. Die Überein-  
stimmung mit typischen Monchiquiten der Fourche Mountains  
und der Katzenkoppe bei Gr. Priesen (Nr. 7, 8) ist evident.

Ein weiterer, schön aufgeschlossener Gang am Lombo  
Grande im Gran Curral besteht aus einem dunkelgrauen, sehr  
feinkörnigen Gestein mit kleinen Zeolith- und Calcitmandeln. Es  
enthält reichliche kleine Einsprenglinge von Olivin und z. T.  
von Augit. Im Dünnschliff erkennt man eine ziemlich trübe  
Grundmasse mit zahlreichen kleinen Plagioklasleisten, -körnern,  
-körnchen und kurzen Säulen sowie merkwürdig verzwilligten

Knäueln von zart violetter Augit mit dunkelviolettem Rand und schöner Felderteilung, viel kleine Magnetitkörnerchen und größere, meistens zersetzte Olivine. Im Dünnschliff dieses Gesteins liegen nun außerdem mehrere, größere und kleinere, längliche und ganz unregelmäßig begrenzte, verschwimmende (randlich resorbierte?) Schlieren von sehr schönem, unverkennbarem Amphibolmonchiquit, in denen wieder die charakteristische Struktur mit den zierlichen Magnetitskeletten und mit denselben kleinen, tiefbraunen, stark pleochroitischen Amphibolen erscheint, die mit den tief violetten, etwas pleochroitischen Titanaugiten wieder gesetzmäßig verwachsen sind. Der Gegensatz zwischen den kleinen, tief violetten und mit Amphibol verwachsenen Titanaugiten der Schlieren mit Monchiquitstruktur und den viel größeren, ganz zart violett gefärbten Augiten der annähernd amphibolfreien Hauptmasse des Gesteins ist sehr auffallend. Z. T. bilden diese Monchiquitschlieren dünne Ringe um die Mandelräume des Gesteins. Im Gegensatz zu den zarten feinen Magnetitskeletten der Monchiquitschlieren bildet der Magnetit im übrigen, fast amphibolfreien Gestein derbe größere Körner!

Die Amphibole in der Hauptmasse des Schliffes sind sehr klein und sehr selten und offenbar nur kleine, nicht ganz resorbierte Reste ursprünglich größerer Krystalle. Der Unterschied zwischen diesem und dem vorbeschriebenen Ganggestein besteht nur darin, daß bei jenem die Hauptmasse des Schliffes die vielen kleinen Amphibole und die charakteristische Struktur zeigt und nur kleine Schlieren frei von beiden sind, während bei dem zweiten Gestein die Monchiquitstruktur nebst Amphibolen im größeren Teil des Schliffes fehlt und nur in den größeren oder kleineren, ganz unregelmäßigen Schlieren auftritt. Auch von diesem Gestein ist eine Analyse angefertigt, die als Nr. III in der unten folgenden Analysentafel steht nebst Vergleichsanalysen eines ähnlichen Monchiquits von Castle Mountains.

Von einem mächtigen Gang am Pico Sidrão stammt ein dunkelgraues, sehr feinkörniges, glänzendes, trachydoleritisches Gestein, das als seltene Einsprenglinge ziemlich lange, feine Augitsäulchen enthält. Im Dünnschliff erkennt man eine trübe, sehr feinkörnige Grundmasse mit viel Magnetitstaub, kleinen sich kreuzenden Plagioklasleistchen, Magnetitkörnern und ganz kleinen Augiten und Olivinen, ferner sehr selten etwas größere, stark pleochroitische braune Amphibole sowie chloritische Substanzen. Auch dieses Gestein enthält Schlieren von sehr deutlichem, charakteristischem Amphibolmonchiquit mit zahlreichen langen, feinen, braunen Amphibolnadeln. Auch hier sind die Schlieren von Monchiquit nicht scharf von der Hauptmasse des Schliffes ab-

gesetzt, aber durch eine sehr auffällige Häufung von Plagioklasleistchen in der Grenzgegend bezeichnet. Abgesehen von den Monchiquitschlieren ähnelt das Gestein im Habitus ganz auffallend den Sodalithtephriten — ein Sodalithmineral war aber mit Sicherheit in dem nicht frischen Gestein nicht nachzuweisen.

Ein ähnliches Gestein setzt einen mächtigen, bis oben durchsetzenden Gang am Pico de Gatos zusammen, ebenfalls mit reichlichen Schlieren von Hornblendemonchiquit (auch von J. HIBSCH untersucht und zuerst erkannt). Das Gestein ist ziemlich feinkörnig, etwas porös, grau und enthält kleine Einsprenglinge von Augit und Olivin, außerdem kleine Mandelräume, die mit Zeolithen und Brauneisen ausgefüllt sind. Der Dünnschliff zeigt eine nichtklare Grundmasse mit sehr schlanken, langen Plagioklasleistchen, die z. T. undeutlich fluidal angeordnet sind, z. T. divergent fächerig gegeneinander liegen, ferner mit zahlreichen, kleineren und meistens größeren, farblosen Augitkörnern und -säulchen, kleinen und ziemlich großen Olivinen (z. T. mit Iddingsit) sowie Magnetitkörnern.

Auch in diesem Gestein treten reichliche Schlieren von unverkennbarem Hornblendemonchiquit auf, mit zahlreichen langen, feinen, tiefbraunen Amphibolsäulchen, zierlichen Magnetitskeletten usw., welche Schlieren meistens ganz verschwommene Begrenzung haben. Der Gegensatz zwischen dem nur augithaltigen, amphibolfreien Hauptgestein mit den großen Augiten und den augitfreien Monchiquitschlieren mit den langen, feinen braunen Amphibolsäulchen ist sehr auffällig und verwischt sich nur in den Grenzzonen, wo die Amphibole mehr oder minder resorbiert sind. Eine der Schlieren jedoch zeigte nur z. T. den ganz verfließenden Rand, war aber an einer Seite recht deutlich und scharf begrenzt, so daß hier die Frage offen bleiben könnte, ob es sich um eine Schliere oder einen halb resorbierten, fremden Einschluß handelt.

Nicht ganz so sicher und unzweideutig wie bei den bisher beschriebenen Ganggesteinen ist die Monchiquitnatur bei einem großen, mauerartig ausgewitterten Gange am Pico Furão; es ist ein dunkelgraues, sehr feinkörniges, splitteriges Gestein mit ganz vereinzelter, kleinen Blasenräumen, vom Salband aus rötlich verfärbt, das unter der Lupe nichts erkennen läßt als ganz vereinzelter, sehr kleine Plagioklase. Im Dünnschliff bemerkt man ziemlich wenig trübe Grundmasse mit sehr zahlreichen, z. T. deutlich fluidal angeordneten Feldspatleistchen, mit kleinen, zart nelkenbraunen Augiten, größeren Magnetitkörnern und sehr seltenen, ganz kleinen hellbräunlichen und nur wenig pleo-



chroitischen Amphibolsäulchen, stark zersetztem Olivin (rot-braunem Iddingsit?), feinen Magnetitkörnchen und sehr wenig Glasbasis. Die sonst so charakteristische Verwachsung von Augit und Amphibol ist hier nicht sicher zu finden, ebensowenig die sonst so bezeichnenden Magnetitskelette. Herr HIBSCH hat dies Gestein mit einem Fragezeichen als Augitmonchiquit bezeichnet; die Gangnatur des Gesteins ist unzweifelhaft.

Das sind sämtliche unter den zahlreichen Ganggesteinen Madeiras, die mit Sicherheit oder sehr großer Wahrscheinlichkeit als Monchiquite oder als monchiquitführend zu bezeichnen sind; alle übrigen — abgesehen natürlich von den leukokraten Ganggesteinen — sind nicht diaschiste Gesteine, sondern typische Ergußgesteine trachydoleritischer bzw. basaltoider Natur, die nur in Gängen stecken geblieben sind, wie schon in meiner vorigen Arbeit ausgeführt wurde.

Als Gegenstück aber zu diesen in den Gängen erstarrten Ergußgesteinen habe ich auch am Lombo grande — also in der Nähe der vorher beschriebenen Monchiquitgänge, aber tief unter der Oberfläche (etwa 500—600 m tief) — eine weithin verfolgbare mächtige Bank eines Ergußgesteins beobachtet, die unten plattig, oben mandelsteinartig ausgebildet, also sicher kein Lagergang ist und aus einem dunkelgrauen, fein- und gleichkörnigen Gestein ohne sichtbare Einsprenglinge besteht. Im Dünnschliff zeigt das Gestein eine trübe Grundmasse mit verhältnismäßig wenigen, kleinen, öfter sich kreuzenden Plagioklasleisten, größeren und kleineren Körnern und Säulchen von zart violetterm Augit, oft mit Felderteilung, etwas größeren Olivinen und viel kleinen Magnetitkörnern; die Olivine sind meistens zersetzt. Auch dieses, soweit ganz normale, trachydoleritische Ergußgestein enthält nun wiederum die schon beschriebenen kleinen, verfließenden Schlieren von ganz typischem Hornblendemonchiquit in schönster, unverkennbarster Ausbildung, mit den auffallenden Magnetitskeletten und den gesetzmäßig verwachsenen Amphibolen und Titanaugiten. Das Gestein erweist sich im Dünnschliff erheblich grobkörniger als die sonstigen Monchiquite und monchiquitführenden Gesteine und zeigt mehr den basaltoiden Typus der Trachydolerite. Z. T. sind die braunen Amphibole schon völlig resorbiert, und nur die feinen, zierlichen Magnetitskelette verraten noch die Stelle aufgesogener Monchiquitschlieren. —

Man kann nun natürlich die Frage aufwerfen, ob diese Schlieren mit Monchiquitstruktur losgerissene und aufgenommene Einschlüsse sind, die aus der Tiefe von teilweise zerstörten Monchiquitgängen stammen und in dem aufsteigenden Mag-

ma innerhalb der Gänge oder nach dem Erguß größtenteils resorbiert sind, oder ob es nur schlierige, primäre Differentiationen (frühe Ausscheidungen) aus dem Monchiquitmagma selbst sind, das, nachdem es zum größeren oder kleineren Teil in der ihm zukommenden Struktur eines Ganggesteins erstarrt war, allmählich beim Aufdringen nach der Oberfläche zu, bzw. beim Überquellen aus der Gangspalte unter andere, wesentlich abweichende Erstarrungsbedingungen geriet, so daß nun die Möglichkeit für weitere Ausscheidung der Amphibole bzw. für Ausbildung der typischen Monchiquitstruktur verloren ging und der Rest in der Form eines normalen Ergußgesteins auskrySTALLisierte, bzw. noch einen Teil der schon ausgeschiedenen Amphibole wieder resorbierte.

Ich persönlich bin nach langem sorgfältigen Studium der Schiffe zu der letzten Überzeugung gekommen, da besonders in den beiden analysierten Gesteinen deutlich der allmähliche Übergang von einem Monchiquit mit überwiegend typischer Ausbildung zu einem Gestein, in dem die Monchiquitstruktur nur schlierenweise auftritt, ganz unverkennbar ist, und da dieses allmähliche Zurücktreten der Monchiquitschlieren in den anderen Ganggesteinen und dem beschriebenen Ergußgestein vom Lombo grande sich schrittweise steigert; endlich auch aus dem Umstand, daß mit einer einzigen halben Ausnahme alle diese Schlieren ganz verfließende Grenzen haben und ganz allmählich und unmerklich in die übrige Gesteinssubstanz übergehen. Bei losgerissenen, ursprünglich fremden, wenn auch teilweise resorbierten, Einschlüssen müßten m. E. die Grenzen wenigstens öfters scharf und erkennbar sein (vgl. S. 463, 466, 481\*). Daß die Ausbildung bzw. Erhaltung der Amphibole erwiesenermaßen eine Folge von Druckverhältnissen ist und in den Ergußgesteinen Madeiras die von mir so ausführlich beschriebenen (Studien I S. 434, 435), halb bis ganz resorbierten Amphibole eine so große Rolle spielen, bestärkt mich in dieser Auffassung, daß der sinkende Druck in der Nähe der Oberfläche bzw. beim Überquellen die Ursache für die immer mehr zurücktretende Ausbildung von nur noch schlierenartig auftretender Monchiquitstruktur in diesen Gängen bzw. nach dem Erguß aus der Spalte ist. Beachtenswert in dieser Beziehung ist es m. E. auch, daß der Gang mit der fast reinen Monchiquitstruktur nicht bis zur Oberfläche durchgedrungen, sondern tief unten im Curral stecken geblieben ist. (\* Vgl. auch Taf. XXXVII Fig. 2.)

Wie schon mehrfach erwähnt, enthält der größte Teil der Gänge Madeiras nicht spezifische diaschiste Ganggesteine, sondern nur typische, in den Gängen stecken gebliebene Ergußgesteine

Analyseentafel I der Monchiquite Madeiras und verwandter Gesteine

I	II	III	4	5	6	7	8	9
Amphibolaugitmonchiquit Rb. Frio (Analyse e)	Amphibolaugitmonchiquit Lombo Grande (Gran Curral)	Amphibolaugitmonchiquit Lombo Grande	Augitmonchiquit Rosenkamm am Zinkenstein	Monchiquit im Phonolith Madstein	Monchiquit Sta.-Cruz-Bahn Rio de Janeiro	Monchiquit Fourche Mtn. Pulaski Count Arkansas	Hauyn-Monchiquit Katzenkoppe Gr. Priesen	Analzim-basalt Castle Mountains Montana
SiO <sub>2</sub> . . . . . 47,70	40,22	39,82	46,69	45,53	46,48	42,03	40,20	42,46
TiO <sub>2</sub> . . . . . 2,54	2,73	2,73	1,45	1,50	0,99	3,70	4,73	2,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 17,32	13,68	12,55	17,57	18,37	16,16	13,60	12,11	12,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 5,43	6,39	5,52	2,01	4,85	6,17	7,55	7,04	3,19
FeO . . . . . 4,71	6,59	8,19	8,57	3,43	6,09	6,55	6,61	5,34
MnO . . . . . —	—	—	0,32	0,72	—	Spur	0,28	0,16
CaO . . . . . 7,98	12,95	10,71	8,04	8,15	7,35	14,15	13,25	12,14
MgO . . . . . 3,62	7,24	12,14	3,00	4,11	4,02	6,41	6,58	12,40
K <sub>2</sub> O . . . . . 2,45	0,97	0,92	3,76	4,16	3,08	0,97	1,61	2,68
Na <sub>2</sub> O . . . . . 4,21	2,25	1,45	5,25	3,93	5,85	1,83	3,58	1,21
H <sub>2</sub> O . . . . . 3,08	4,03	4,90	1,27	2,62	4,27	1,08	2,06	4,03
CO <sub>2</sub> . . . . . —	2,58 <sup>1)</sup>	0,19	0,88	1,54	0,45	(FS <sub>2</sub> 0,56)	1,24	0,55
S . . . . . 0,04	0,07	0,07	Cl 0,04	1,68 Feuchtigkeit	—	(SO <sub>3</sub> 0,08)	(SO <sub>3</sub> 0,34)	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . . 0,99	0,49	0,59	0,58	0,86	—	0,57	1,09	0,84
Summe . . . . . 100,12	100,19	99,78	99,43	101,45	100,91	99,23	100,72	99,51
Spez. G: . . . . . 2,673	2,842	2,944	2,751	2,657	2,736		2,920	
Analysier: . . . . . EYME	EYME	EYME						
s = . . . . . 56,48	47,76	45,38	OSANNsche Konstanten.					
A = . . . . . 6,42	3,16	2,15			53,69			47,91
F = . . . . . 5,11	5,93	5,85			8,68			3,11
C = . . . . . 19,90	33,65	38,05			2,12			4,54
a = . . . . . 4	1,5	1			24,71			36,79
e = . . . . . 3,2	2,8	2,5			5			1,5
f = . . . . . 12,8	15,7	16,5			1			2
n = . . . . . 7,2	7,8	7,1			14			16,5
					7,1			4,1

<sup>1)</sup> Die Berechnung der OSANNschen Konstanten bei diesem stark zersetzten Gestein hat natürlich nur einen fragwürdigen Wert und kann füglich angezweifelt werden.

vom Typus der Trachydolerite und von alkalibasaltähnlichen Gesteinen, ja z. T. war die direkte Fortsetzung des Gesteins der Gänge in die Effusivdecken sicher zu beobachten<sup>1)</sup>. Herr HIBSCH war so freundlich, mich darauf aufmerksam zu machen, daß einzelne dieser Ganggesteine auch eine sehr große und überraschende Übereinstimmung zeigen mit den Hauynteophriten und Sodalithtephriten des böhmischen Mittelgebirges. Allerdings sind die Sodalithminerale in diesen Gesteinen meistens in so geringer Menge vorhanden und oft so stark zersetzt, daß sie nur bei großer Aufmerksamkeit und Erfahrung überhaupt zu finden und zu bestimmen sind; mir selbst ist es denn auch nur einmal gelungen, darin ein Sodalithmineral zu finden.

So besteht einer der beiden mächtigen Gänge vom Pico de Gatos, die ich als „typischen Trachydolerit“ bezeichnet habe (1912. S. 413), nach HIBSCH aus sicherem Hauynteophrit, der andere (S. 413 unten) mit größter Wahrscheinlichkeit aus Sodalithtephrit — er enthält nach Ätz- und Färbversuchen nur wenig Nephelin in der Grundmasse und wenige, stark zersetzte Sodalithminerale und sonderbarerweise einmal einen Augit mit grünlichem Kern und bräunlichem Rand — also umgekehrt wie gewöhnlich! — Der Hauynteophrit ist ein ziemlich dunkelgraues splittriges Gestein, sehr feinkörnig, das im Dünnschliff eine ungewöhnlich schöne Fluidalstruktur zeigt. Die großenteils ausgezeichnet zonar aufgebauten Feldspäte zeigen öfter einen breiten, stark verschlackten Rand und fleckige Auslöschung; außer den kleineren Einsprenglingen von Diopsid und Olivin liegen viele, sehr kleine Augitsäulchen und -täfelchen in der Flußrichtung angeordnet.

Diese Gesteine sowie die andern Sodalithtephrite zeigen aber alle einen sehr charakteristischen, unverkennbaren Strukturhabitus.

Ein anderer, 1,5 m mächtiger Gang von Sodalithtephrit, der in den Schlacken am Pico Sidrão aufsetzt, besteht aus einem grauen, sehr feinkörnigen, etwas porösen Gestein mit kleinen Zeolithmandeln, in dem nur sehr selten kleine (bis 5 mm lange) Einsprenglinge von schwarzen Augitsäulchen zu erkennen sind. Der Dünnschliff zeigt eine schöne Fluidalstruktur von sehr langen, sehr dünnen Feldspatleistchen und kleinen Säulchen und Körnern von Augit, größere Einsprenglinge von Diopsid, sehr wenig Titanit, viele kleine und große Magnetitkörnchen. Einer der farblosen größeren Diopsideinsprenglinge zeigt einen Mantel von ganz zart nelkenbraunem Material;

<sup>1)</sup> C. GAGEL: dies. Zeitschr. 1903, 55, S. 118.

einzelne der kleinen Grundmassenaugite haben undeutliche Sanduhrstruktur; die ganz vereinzelteren größeren Feldspateinsprenglinge zeigen geringe Lichtbrechung, massenhafte, meist zersetzte Glaseinschlüsse und entweder gar keine oder sehr vereinzeltere und sehr feine Zwillingslamellen bzw. lamellare Einlagerungen, z. T. einen Mantel von wesentlich höher lichtbrechendem Plagioklas.

Ein anderer, dicht in der Nähe aufsetzender Gang besteht aus einem ähnlichen Gestein mit kleineren und etwas größeren Einsprenglingen von glasigen Alkalifeldspäten und von Plagioklasen sowie von Amphibolsäulen und kleinen Augiten; die Feldspateinsprenglinge sind hier innen meistens zersetzt und zeigen auch im Dünnschliff sehr oft keine Spur einer Zwillingsstreifung, dagegen z. T. schönen Schalenbau; Amphibol ist in diesem Gestein ziemlich reichlich vorhanden, aber meistens stark bis völlig resorbiert, so daß nur die Magnetitwolken mit einzelnen Amphibolfetzen übrigbleiben; kleine Titanite sind selten. Die Amphibole zeigen verhältnismäßig geringen Pleochroismus von braun zu olivfarben.

Mehrere andere Gänge am Pico Sidrão, die leider sehr stark zersetzt sind, zeigen mehr oder minder ähnliche Gesteine, von denen eine genaue Definition sich wegen der starken Zersetzung nicht geben läßt — sie scheinen allmähliche Übergänge zu dem trachytischen Gestein zu bilden, dessen Analyse unter J (S. 411—412) gegeben ist. Die Augite treten z. T. bis zum völligen Verschwinden zurück, während sie in einigen dieser Gesteine sowohl in der Grundmasse wie als Einsprenglinge (bräunlich, grün umrandet) nicht gerade selten sind; ebenso werden die polysynthetisch verzwilligten Plagioklase z. T. recht selten, während die Alkalifeldspäte immer mehr überwiegen. Dunkel olivbraune bis olivfarbige Amphibole sind in wechselnder Menge vorhanden, z. T. mehr oder minder stark resorbiert bis zum völligen Verschwinden (Magnetitwolken). Titanite sind selten, aber in allen Schliffen vorhanden. Die Feldspateinsprenglinge sind größtenteils zonar aufgebaut mit stärker lichtbrechender Außenschale und oft wolkig fleckig auslöschend, die kleinen Feldspatleisten und -täfelchen meistens schön fluidal angeordnet. Die meisten dieser hellgrauen bis hellbläulichgrauen Gesteine sind etwas rau und porös und sehr feinkörnig, eines zeigt einen deutlichen Seidenschimmer und eine rötliche Verwitterungsrinde. Bei der starken Zersetzung ist leider eine bessere, einwandfreie Bestimmung nicht zu ermöglichen.

In einem dieser hellgrauen Ganggesteine waren ebenfalls kleine, eckige, scharf abgesetzte Einschlüsse eines schwarzen,

basaltischen Gesteins mit ganz dunkler, glasiger Grundmasse zu beobachten, in deren Umgebung die fluidale Anordnung der feinen Feldspatleisten besonders schön und auffällig ist.

Einer dieser Gänge vom Pico Sidrão, hellgrau, sehr feinkörnig, mit ziemlich deutlichem Seidenschimmer und rötlicher Verwitterungsrinde, ist nach freundlicher Bestimmung von J. HIRSCH als ein phonolithoider Sodalithtephrit zu betrachten. Das Gestein ist ebenfalls stark zersetzt, läßt aber in der nur undeutlich fluidal angeordneten Grundmasse neben den Plagioklasen kleine Sanidine erkennen, ferner größere Einsprenglinge von Plagioklas und eines stark zersetzten, oft schalig gebauten, aber nicht verwilligten Feldspats mit zahlreichen Glaseinschlüssen, ziemlich reichliche, z. T. stark resorbierte, tief olivbraune Barkewikite und große bräunliche Augite mit Rändern von grünlichem bis grünem Ägirinaugit sowie einzelne Ägirinaugite, viel Magnetitstaub, z. T. in Form von Resorptionswolken nach Barkewikit, wenig Apatit, kleine Titanite.

In der Grundmasse ist außer dem zersetzten Sodalithmineral sehr reichlich Nephelin vorhanden, wie sich aus Ätz- und Färbeversuchen ergibt; ein dritter Schliff, der für diese Ätzversuche hergestellt war, enthielt keine der so charakteristischen bräunlichen Augite und grünen Ägirinaugite, die in den ersten beiden Schliffen garnicht so selten sind, sondern nur die tief olivbraunen, sehr charakteristischen und stark resorbierten barkewikitischen Hornblenden.

Bei einem derartigen Sodalithtephritgang vom Pico de Gatos ergab sich bei Ätz- und Färbeversuchen, daß die äußeren Schalen der eingesprengten Plagioklase sowie einzelne kleinere Plagioklase ebenfalls gelatinierten und Färbung annahmen; die geätzten Bytownitschalen setzen sich haarscharf von dem nicht geätzten Kern ab! Es war dies der einzige von den zahlreichen geätzten Schliffen, der gelatinierenden Plagioklas zeigte.

Ein anderer Gang vom Pico de Gatos, dessen Gestein erst jetzt zur Untersuchung gelangte, besteht aus einem ganz typischen Trachydolerit. Es ist ein plattig abgesondertes, fast schwarzes, ziemlich feinkörniges, olivinreiches Gestein, zeigt im Dünnschliff undeutlich fluidal angeordnete Feldspatleisten, erheblich größere Augitkörnchen und -säulchen und große Olivine. Die größeren Augite sind z. T. deutlich violett und zeigen Felderteilung und schönen Schalenbau; oft sind sie erheblich angeschmolzen und weisen einen zackigen, verschlackten Rand auf. Ein ganz ähnliches Gestein tritt am Pico Furão als Gang auf.

Ein 1,5 m mächtiger Gang am Pico de Gatos besteht aus einem feinkörnigen, fast schwarzen, basaltoiden Gestein,

sehr olivinreich, mit kleinen Mandelräumen. Im Dünnschliff ist eine verhältnismäßig grobkörnige Grundmasse mit sich kreuzenden Plagioklasen, deutlich violetten Augiten in Körnern und Säulen, z. T. zu sehr merkwürdigen Rosetten zusammengeballt und in Durchkreuzungszwillingen, oft mit Felderteilung, zu beobachten, ferner viele kleine und größere Olivine, viel Magnetit, sehr selten und sehr kleine Biotite, ganz wenig Titanit. Sehr ähnliche Gesteine, aber ohne jede Spur von Biotit, sind noch mehrfach in Gängen am Pico de Gatos beobachtet; fast immer enthalten sie die auffallend titanreichen, hell violetten Augite, z. T. in größeren Einsprenglingen mit schöner Felderteilung.

Ein Gang an der Meja Sera besteht aus einem schön kugelförmig abgesonderten Gestein, braun, feinkörnig, porös, mit zahlreich eingesprengten Augiten und Olivinen. Der Schliff zeigt eine trübe Grundmasse mit sehr deutlich ophitisch angeordneten Feldspatleisten, viel Magnetitkörner und viele kleine Augite, die z. T. braun verfärbt sind. Die Olivine zeigen breite, z. T. blutrote, z. T. leuchtend orangefarbige Iddingsitränder. Die eingesprengten Diopside sind fast farblos und zeigen breite, verschlackte Randzonen mit kleinen Magnetitkörnchen.

Typische und basaltoide Trachydolerite mit sehr titanreichen Augiten sind auch am Pico Sidrão reichlich in Gängen vertreten.

Ein 1,5 m mächtiger Gang von Pico de Gatos besteht aus einem fast schwarzen, feinkörnigen, sehr olivinreichen Trachydolerit bzw. Alkalibasalt mit kleinen Mandelräumen. Im Dünnschliff liegen in der Grundmasse zahlreiche sich kreuzende Plagioklasleisten, deutlich violette Augitkörner und -säulen mit Felderteilung, kleine und größere, z. T. stark zersetzte Olivine, Magnetitkörner, sehr selten kleine, braune, sehr stark pleochroitische Biotite, die im allgemeinen in den Gesteinen Madeiras recht selten sind, ferner ganz wenig Titanit. Die Titanaugite bilden z. T. sehr merkwürdige Rosetten und Durchkreuzungszwillinge.

Endlich ist noch ein sehr auffälliges Gestein von einem 20 ctm starken Gang in der Ribeira de Massapez zu erwähnen; es ist ein mittelkörniges, dunkelgraues, sehr zersetztes Gestein, das im Dünnschliff eine geringe, sehr feinkörnige, trübe, zersetzte Grundmasse zeigt mit sehr viel feinem Magnetit, kleinen Plagioklasleistchen und minimalen Augiten. Die Hauptmasse des Schliffes bilden sehr zahlreiche, z. T. sehr große, ganz zersetzte Olivine (serpentinisiert), so daß das Gestein wohl als Pikritbasalt zu bezeichnen sein dürfte. Vgl. P. QUENSEL: Geologie der Juan-Fernandez-Inseln. Bull. geol. Inst. Upsala, 11, 1912, S. 285—287.

Was nun die leukokraten Ganggesteine Madeiras anbetrifft, so hat Herr FINCKH das von mir als Gauteit bestimmte Gestein (Analyse K) aus dem Gran Curral angezweifelt und vermutet, daß hier ein Trachyandesit vorliegt (a. a. O. S. 479 und 487). Herr HIBSCH war auch hier so freundlich, meine Bestimmung nachzuprüfen und mir zu bestätigen, daß es tatsächlich ein typischer Gauteit ist, und mir ferner Vergleichsschliffe von genau entsprechenden böhmischen Gauteiten zuzusenden, an denen ich die Bestimmung nochmals bestätigen konnte, außerdem auch noch die chemische Übereinstimmung mit böhmischen Gauteiten zu betonen. Seitdem nun obendrein auch die Monchiquite in der Nachbarschaft der Gauteite im Gran Curral festgestellt sind, dürften damit auch wohl die letzten Bedenken Herrn FINCKHS erledigt sein<sup>1)</sup>. — Zu der Seite 412 gegebenen kurzen Beschreibung wäre noch hinzuzufügen, daß die Augit im Dünnschliff zart hellgrünlich, die stark pleochroitischen Amphibole olivfarbig erscheinen.

Ebenfalls zu den Gauteiten gehört nach HIBSCHS Bestimmung das Gestein eines 1 m mächtigen Ganges unter dem Pico Sidrão. Es ist ein ziemlich dunkelgraues bis bläulichgraues, poröses Gestein, das auf den Bruchflächen parallel dem Salband deutlichen Seidenschimmer zeigt, es ist recht feinkörnig und zeigt selbst unter der Lupe nur ganz vereinzelt erkennbare Feldspatleisten und -täfelchen sowie einen kleinen schwarzen Amphibol. Die Poren sind z. T. mit Brauneisen und Calcit erfüllt. Der Dünnschliff zeigt in der Grundmasse feine, fluidal angeordnete Feldspatleisten, vereinzelte, z. T. ziemlich große, braune bis zart nelkenbraune Augite, z. T. mit zonarem Aufbau, kleine, stark bis nahezu völlig resorbierte, braune bis olivfarbige Amphibole mit Magnetitkränzen und -wolken. Eingeschlossen liegen kleine, eckige, scharf begrenzte Brocken eines dunklen, fremden Gesteins mit trüber Grundmasse, sehr viel Magnetitstaub und langen kleinen Feldspatleisten, welche Brocken offenbar nicht zu dem Ganggestein gehören, sondern irgendwoher aufgenommen sind.

In meinen „Studien“ I, S. 485—486 habe ich einige sehr hellgraue bis fast weiße Gesteine mit sehr wenigen oder ohne irgendwelche gefärbten Gemengteile beschrieben von der Serra

<sup>1)</sup> Worauf die Angabe von FINCKH (a. a. O. S. 487) beruht, daß mein Gauteit (K) mit Trachyt zusammen in einem mächtigen Gang auftritt, ist mir völlig rätselhaft. Ich habe eine derartige Angabe nie gemacht und v. FRITSCH m. W. auch nicht; es treten im Curral viele Dutzend Gänge der verschiedensten Art auf, aber nicht ein gemischter Gang mit zwei verschiedenen Gesteinen ist darunter beobachtet!



do Feteira (Adlerfarnberg) auf Porto Santo, über deren Lagerungsform damals nichts weiter bekannt war. Herr A. C. DE NORONHA hat mir inzwischen noch einige weitere, z. T. identische und z. T. sehr ähnliche Gesteine von der Serra do Feteira und vom Pico do Facho geschickt, über deren Lagerungsform er z. T. selbst nicht ganz im klaren ist (fraglich effusiv?), deren zwei aber nach seiner Angabe sicher von je einem großen Gang stammen — aus der Nähe des Essexitvorkommens —, während der Rest wahrscheinlich bzw. sicher effusiv ist. Gemeinsam ist allen diesen Gesteinen die sehr hellgraue, z. T. fast weiße Farbe, der sehr geringe, z. T. ganz fehlende Gehalt an gefärbten Gemengteilen (abgesehen von dem stets vorhandenen Magnetitstaub), ferner die Führung von sehr auffälligen Alkalifeldspaten (teilweise mit schaligem Aufbau), die ich früher z. T. kurzweg aber inkorrektweise als Sanidin bezeichnet habe, und der Gehalt an freiem Quarz, der fast stets, wenn auch in wechselnder Menge vorhanden, in den vor 3 Jahren beschriebenen Stücken von mir noch übersehen bzw. nicht erwähnt ist, in den später eingesandten Proben aber meistens reichlich — z. T. recht reichlich — vorhanden und mit völliger Sicherheit nachweisbar ist; z. T. ist auch noch etwas (aber sehr wenig) Titanit vorhanden. Ich bin Herrn MILCH zu besonderem Dank verpflichtet, daß er sich der Mühe unterzogen hat, diese sehr interessanten Gesteine durchzusehen und meine Bestimmungen derselben zu kontrollieren bez. z. T. richtigzustellen. Die Analyse ist nicht von dem extremsten, völlig amphibolfreien und quarzreichsten, sondern von dem am frischesten erscheinenden Gestein gemacht, das außerdem im Schliff, äußerem Aussehen und der Art der Amphibole völlig mit dem sicheren Ganggestein der Serra do Feteira übereinstimmt und schon in den „Studien“ I, S. 485 beschrieben ist.

Daß diese sehr hellen, auffallenden Gesteine Porto Santos alle zusammengehören und die früher von HARTUNG, v. FRITSCH, COCHUIS beschriebenen und analysierten „Trachyte“ sind, ist evident und ergibt sich auch aus einer der COCHIUSSchen Trachytanalysen — in den Schliffen finden sich alle Übergänge zueinander, sowohl in dem überhaupt nicht sehr abweichenden Mineralbestand wie in den Strukturen, und ein genau erkennbarer scharfer Unterschied zwischen dem sicheren Ganggestein und den wahrscheinlichen und sicheren Effusivgesteinen ist nicht zu finden, wenn man von der noch zu erwähnenden Bänderung des einen Effusivgesteins absieht. Im einzelnen zeigen die verschiedenen Handstücke natürlich doch gewisse Abweichungen sowohl äußerlich wie im Schliff — z. T. sind

## Analysentafel II.

Analyse des Quarzbostonitporphyrs von Porto Santo (Serra do Feteira) und verwandter Gesteine.

Quarzbostonit Serra do Feteira Porto Santo	Porto Santo Pico do Baixo	Quarzbostonit Hof Frön (Christiana)	Quarzbostonit- Porphy Marblehead Neck	Nordmarkit- Aplit Quelle Kirke Lougantal	Paisanit Red Hill Moltonborough	Quarzbostonit- Porphy Laacher See
SiO <sub>2</sub> 68,79	66,99	69,00	70,23	66,50	69,51	65,13 64,45
TiO <sub>2</sub> —	—	0,35	0,03	0,70	0,29	— —
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 16,83	16,20	14,00	15,00	16,25	15,06	17,39 18,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1,54	} 3,95	1,56	1,99	2,04	1,25	} 1,81 2,72
FeO 0,61		2,38	—	0,19	1,63	
MnO —	—	0,55	0,24	0,20	—	0,87 0,88
CaO 0,51	0,77	0,49	0,33	0,85	0,31	0,79 0,78
MgO 0,24	1,91	0,14	0,38	0,18	0,05	0,12 0,09
K <sub>2</sub> O 3,71	2,78	5,11	4,99	5,53	5,48	5,67 6,15
Na <sub>2</sub> O 6,65	7,40	5,67	4,98	7,52	6,02	6,78 5,96
H <sub>2</sub> O 0,99	2,60	0,70	1,28	0,50	0,23	0,82 0,41
S 0,05	—	—	—	—	—	— —
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,10	—	—	0,06	Spur	Spur	— —
Summe 100,02		99,95	100,24	100,46	99,95	99,38 100,36
Spez. Gew. 2,558	2,89					2,54
Analytiker: Klüss	Cochius	Osann'sche Konstanten				* Edel <sup>2)</sup>
S = 76,25		76,75		74,75	76,97	73,46 72,41
A = 9,77		9,68		12,05	19,29	11,49 10,89
C = 0,6 (1,2?)		—		—	—	0,05 0,94
F = 2,24 (1,64?)		3,89		1,69	2,45	3,46 3,93
a = 15,5		14,5		17,5	16	15,5 14
c = 1,0 (1,9?)		0		0	0	0 1
f = 3,5 (2,6?)		5,5		2,5	4	4,5 5
n = 7,3 <sup>1)</sup>		6,2		6,7	6,3	6,44 5,95

sie recht feinkörnig mit nur verhältnismäßig wenigen größeren Einsprenglingen glasiger Feldspate, z. T. sind sie etwas grobkörniger und gleichmäßiger struiert —, einzelne Stücke (darunter das höchstwahrscheinlich effusive und grobkörnigste) zeigen eine undeutliche bis recht deutliche Bänderung aus breiteren hellen und ganz schmalen dunklen Streifen, von denen 4 Paar

<sup>1)</sup> Die Analyse enthält 0,6 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> zuviel (bzw. 0,6 Ca zu wenig) für die Bildung von C.

<sup>2)</sup> Petrographische Untersuchungen heller und dunkler, zum Gangfolge von Alkalisyeniten gehöriger Auswürflinge des Laacher Seegebietes. Verh. naturw. Vereins Rheinl. und Westfalen 71, 1914.

zusammen etwa 5 mm stark sind. Diese auffällige Bänderung ist im Dünnschliff viel weniger deutlich wie im Handstück und wird durch eine tief dunkelbraune bis opake, von mir nicht genauer bestimmbare Substanz hervorgebracht, die ohne eigene Begrenzung in den Zwischenräumen der Feldspäte sitzt — einzelne größere Feldspateinsprenglinge setzen quer durch mehrere Streifen hindurch. Diese gebänderten Gesteine sind im übrigen völlig frei von Amphibol und enthalten nur ganz wenig Magnetit — sie stimmen sonst völlig überein mit dem schon („Studien“ I S. 486) beschriebenen Gestein, bis auf das größere Korn, und sind anscheinend die quarzreichsten; z. T. zeigen sie eine deutlich fluidale Anordnung der Grundmassenfeldspäte.

Sämtliche dieser hellen Gesteine enthalten nun in wechselnder, aber meistens nicht beträchtlicher Menge sowohl in der Grundmasse wie in den Einsprenglingen stark polysynthetisch verzwillingte Plagioklase; die größeren Einsprenglinge von Plagioklas enthalten meistens einen basischeren Kern und saurere Hülle. Die Grundmasse zeigt fast immer eine mehr oder minder deutliche (z. T. eine sehr schöne) Fluidalstruktur und enthält zahlreiche kleine, meistens wenig, z. T. gar nicht verzwillingte, leistenförmige Feldspätschen (vorwiegend Albite) sowie mehr oder minder reichlich Quarz in unregelmäßig begrenzten Putzen — nur ein Schliff von einem sicheren Gang ist anscheinend quarzfrei — sowie z. T. etwas Glassubstanz und wenige kleine, oft staubfeine Magnetite.

Die kleinen, leistenförmigen, wenig verzwillingten Feldspäte der Grundmasse sind nach dem ziemlich großen Auslöschungswinkel symmetrisch auslöschender Schnitte meistens Albite; daneben kommen in der Grundmasse auch noch ziemlich reichlich Tafeln, Flecken und Putzen ungestreifter, einfach gebauter Feldspäte vor, die als Sanidin oder als Kali-Natron-Feldspat anzusprechen sind.

Auch unter den Einsprenglingen treten derartige, meist einfache — nicht verzwillingte —, aber oft schalig aufgebaute Kali- bez. Kali-Natron-Feldspäte als ganz besonders charakteristische Erscheinungen auf, die z. T. wolkig-fleckig auslöschen.

Wie mir Herr MILCH bestätigte, sind darunter sicher Sanidine vertreten, z. T. zeigen diese größeren Alkalifeldspäte aber auch deutlich den Charakter (geringen Achsenwinkel) der Anorthoklase, z. T. ist kryptoperthitische Ausbildung vorhanden. Der Gegensatz zwischen den ganz einfach gebauten, schaligen Alkalifeldspätschen, den Anorthoklasen und den stark gestreiften Plagioklasen ist meistens sehr auffallend.

Die Kali-Natron-Feldspäte dieser Gesteine, besonders die kleinen in der Grundmasse, sind — auch nach Ansicht von MILCH — offenbar oft nicht scharf voneinander getrennt und gehen z. T. allseitig ineinander über — häufiger wohl allerdings in den Sanidinhabitus als in den der Albite.

Dadurch sind meine früheren, z. T. allerdings nicht ganz präzisen und z. T. mißverständlich ausgedrückten Angaben über diese auffälligen Alkalifeldspäte und speziell über das Auftreten von Orthoklas, das Herr FINCKH bezweifeln zu müssen glaubte, im wesentlichen bestätigt<sup>1)</sup> — die von mir als Sanidin bzw. Orthoklas bezeichneten Feldspäte sind tatsächlich Kali-Natron-Feldspäte und Sanidine und nicht Plagioklase!

Auch die Analyse mit ihrem sehr geringen Kalkgehalt beweist ohne weiteres, daß Plagioklase in diesen Gesteinen nur eine sehr zurücktretende Rolle spielen und daß im wesentlichen Kali-Natron-Feldspäte vorhanden sein müssen. Wenn man nach den von HARKER (Zentralblatt für Mineralogie 1911) angegebenen Zahlen den an die Phosphorsäure im Apatit gebundenen Kalk und die an Kali und Natron gebundene Kieselsäure und Tonerde berechnet, erhält man 0,12% Ca für den Apatit, 48,05% SiO<sub>2</sub> und 15,00% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> für die Alkalifeldspäte, sowie 0,06% FeO als an S gebunden. Es bleiben mithin nur 0,40% CaO, 1,83% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,54% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,55% FeO und 0,24% MgO sowie 20,74% SiO<sub>2</sub> übrig für die in den Plagioklasen steckenden Anorthitmoleküle, für Amphibol und für die tonigen und eisenhydroxydhaltigen Zersetzungsprodukte sowie für den Magnetit und für den freien Quarz, woraus sich ohne weiteres ergibt, daß **höchstens 0,3% CaO** und 0,36% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> für die Bildung von Plagioklasen überhaupt in Frage kommen — gegenüber 10,36% Alkalien und 15,00% Tonerde der Alkalifeldspäte — daß also nur sehr wenig Kalknatronfeldspäte überhaupt vorhanden sein können, und daß reichlich 10% SiO<sub>2</sub> in Form von Quarz vorhanden sein muß.

Die Analysenzahlen zeigen bei der Umrechnung auf die Osannschen Konstanten — ebenso übrigens wie der deutliche Tongeruch des Gesteins —, daß das Gestein doch nicht ganz frisch ist — es enthält 0,6 Molekularprozent Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> zuviel (bez. 0,6 Mol% Ca zuwenig) für die Bildung der Osannschen Konstante C.

<sup>1)</sup> Der auf Seite 484 meiner „Studien“ erwähnte und abgebildete Sanidin mit Schalenbau und „Zwillingslamellen“ ist ein derartiger, nicht genau bestimmbarer Kali-Natron-Feldspat, dessen „Zwillingslamellen“ vielleicht auch besser nicht als solche, sondern als lamellare Einlagerungen hätten bezeichnet werden sollen.

Daß die etwa 10% überschüssige Kieselsäure in der Grundmasse in Form von allotriomorphen Putzen von Quarz stecken, hat mir auch Herr MILCH bestätigt.

Offenbar ebenfalls hierher gehörige Gesteine hat auch Herr FINCKH (a. a. O. S. 481, 482) sowohl von Porto Santo wie aus den Boaventuratale beschrieben, ebenfalls mit der charakteristischen Hornblende, außerdem aber mit (in meinem Gestein nicht vorhandenen) geringen Mengen von Augit und Biotit und mit Tridymittäfelchen, und hat sie als Trachyte gedeutet.

Nach Mineralbestand und Analyse zeigen die von mir beschriebenen Gesteine Porto Santos die größte Übereinstimmung mit Alkaliapliten und Quarzbostoniten, und sie sind — wenigstens soweit sie sicher gangförmig auftreten (Serra Feteira, Pico do Facho) — als Quarzbostonitporphyre zu bezeichnen; die effusiven Massen dürften wohl zweckmäßig als Quarzalkalitrachyt aufzufassen sein — falls man ein effusiv gewordenes, diaschistes Ganggestein mit einem andern Namen belegen will als das in der Gangspalte stecken gebliebene Gestein! — Wir haben in diesen Gesteinen mit ihrem Gehalt an freier Kieselsäure und dem starken Zurücktreten bez. Fehlen der gefärbten Silikate jedenfalls extreme Differentiationsprodukte des ungewöhnlich spaltungsfähigen essexitischen Magmas von Madeira vor uns, die teilweise mineralogisch und z. T. auch strukturell als echte diaschiste Ganggesteine, als Gegenpole zu den Monchiquiten, entwickelt und in Gangspalten stecken geblieben sind (die feinkörnigsten Stücke, mit der kaum angedeuteten Fluidalstruktur), z. T. aber auch effusiv geworden sind und dann mehr oder minder typische „Quarzalkalitrachyte“ bez. Übergänge zu den „normalen Alkalitrachyten“ gebildet haben. Die Stücke, bei denen die Amphibole etwas reichlicher auftreten und der Quarz fast oder völlig verschwindet, zeigen unverkennbare Annäherung an das trachytartige Ganggestein aus dem Gran Curral (Analyse J, Seite 411—415), das einen merklich niedrigeren Kieselsäuregehalt (keinen freien Quarz) und ganz wesentlich mehr Kalkgehalt hat, in der Art der Feldspäte und der Amphibole aber noch große Übereinstimmung zeigt. Gänge von derselben Beschaffenheit wie das Gestein in der Analyse J kommen noch mehrfach im Gran Curral unter dem Pico Sidrão vor.

Das von mir als Gauteit beschriebene Ganggestein (Analyse K Studien I, S. 412, vorher Seite 6 b) mit noch wesentlich niedrigerem Kieselsäuregehalt und sehr viel höherem Gehalt an Kalk, Magnesia und Eisen, sowie merklich höherem Tonerdegehalt würde sich als weiteres, noch weniger saures Differen-

tiationsprodukt derselben Reihe anschließen und den Übergang zu den trachytoiden Trachydoleriten vermitteln (Analysen a, b, c, d, S. 428, Analysen III, IV, V von Cochius, S. 451 meiner „Studien“ 1912)<sup>1)</sup>. — Von allen diesen Gesteinen ist erwiesen, daß sie sehr spät im Verlauf der geologischen Geschichte Madeiras und Porto Santos auftreten; soweit sie an die Oberfläche gelangt sind, bilden sie die letzten großen Ergüsse, die erst nach Herausmodellierung der großen Täler ausgebrochen sind, und auf die nur noch einige kleine, posthume Basalt-ergüsse folgen.

Von Porto Santo liegt endlich noch ein anderes Gestein vor, ein graues, rauhes, porphyrisches Gestein mit feinkörniger Grundmasse, glasigen Feldspateinsprenglingen und zahlreichen, aber sehr kleinen schwarzen Gemengteilen. Im Dünnschliff erweist sich dies Gestein den vorbeschriebenen ziemlich ähnlich, sowohl in der Art der Feldspäte — sowohl in der Grundmasse wie als Einsprenglinge finden sich ziemlich reichlich die einfach gebauten Alkalifeldspäte, die hier aber ebenso wie auch die Plagioklase oft einen wesentlich stärker lichtbrechenden Saum zeigen — wie auch in der Art der Amphibole, die aber hier ganz unvergleichlich viel häufiger und z. T. in recht großen säulen- und tafelförmigen Einsprenglingen auftreten, großenteils aber schon erheblich resorbiert (randlich angefressen) sind. Es ist wohl ebenfalls als ein trachytartiges Gestein aufzufassen; die Lagerung ist nicht bekannt.

Endlich liegt von Porto Santo aus der Ribeira de Zimbal noch ein ziemlich dunkel-grünlichgraues Gestein vor, feinkörnig mit glasigen Feldspäten, das eine sehr schöne Fluidalstruktur aufweist und dieselben Feldspäte, Plagioklase und viele einfach gebaute Alkalifeldspäte enthält. Die charakteristischen Amphibole, die sehr zahlreich darin gewesen sind, sind aber fast alle und fast völlig bis vollkommen resorbiert und in die langen Wolken von Augit und Magnetit aufgelöst, ähnlich wie es früher von manchen Trachydoleriten und Hornblendebasalten beschrieben ist. Außerdem enthält der Schliff reichlich kleinere und größere, ganz zart grünlichgelblich angehauchte Pyroxene, deren einer einen dunkleren, deutlich pleochroitischen Kern zeigt. Auch dieses Gestein dürfte wohl noch zu den Trachyten zu zählen sein.

<sup>1)</sup> Die Analyse IV von Cochius (Höhe der Abelheira) ist von demselben Gesteinskörper hergestellt wie meine Analyse d (Ilheo) und wahrscheinlich auch Analyse e (Achada), wie ich aus eigener Kenntnis der Lokalitäten versichern kann. (Vgl. S. 426 Studien.)

Über das (diese Studien I, S. 487—488 beschriebene) Gestein von Porto Santo, dessen Lagerungsform nicht bekannt ist, das ich aber nach Literaturstudien zu den tinguitartigen Gesteinen mit aller Reserve zu stellen vorgeschlagen habe, schreibt mir Herr MILCH, daß es seiner Struktur nach allenfalls (aber nicht wahrscheinlich) als Tinguitporphyr zu bezeichnen wäre, daß er aber bei der Unsicherheit über das geologische Auftreten es für wahrscheinlicher hält, daß das Gestein zu den Ergußgesteinen aus der Gruppe der phonolithoiden Trachyte gehört. Eine bestimmte Angabe über die Lagerung habe ich auch hinterher von Herrn DE NORONHA nicht erhalten können.

### Ergußgesteine.

Zu den Ergußgesteinen Madeiras habe ich nur verhältnismäßig wenig hinzuzufügen, abgesehen davon, daß von dem einen, „Studien“ 1912 Seite 446 von mir bereits beschriebenen Hornblendebasalt aus dem Ribeiro frio inzwischen noch die unten veröffentlichte Analyse gemacht ist.

Da in der Deutung der Madeirensen Ergußgesteine zwischen Herrn FINCKH und mir z. T. sehr wesentliche Meinungsverschiedenheiten bestehen<sup>1)</sup>, lag mir daran, die Ansicht eines Petrographen, der ähnliche Gesteine genauer kennt,

<sup>1)</sup> In seiner Arbeit „Die Gesteine der Inseln Madeira und Porto Santo“, diese Zeitschr. 1913, Seite 457—458, Anm., behauptet Herr FINCKH, daß ich „mutmaßliche“ und „vorläufige“ Benennungen und Namen für Gesteine von ihm „ohne seine Autorisation“ veröffentlicht hätte. Dem gegenüber bin ich genötigt, festzustellen, daß ich nur diejenigen Gesteinsdiagnosen des Herrn FINCKH veröffentlicht habe, die er entweder eigenhändig auf die Etiketten und Dünnschliffe geschrieben oder die er mir nach 7jährigem Studium und nochmaliger spezieller Durchsicht der Dünnschliffe und seiner Notizen als seine zu publizierende Ansicht ausdrücklich mitgeteilt hat. Ich habe diese Diagnosen von Herrn FINCKH fast alle publiziert, einenteils um zu belegen, welcher Art die „Aufklärung“ war, die ich über diese Gesteine von seiten FINCKHS erhielt, andererseits um Herrn FINCKH nicht wieder Gelegenheit zu geben, sich über nicht genügende Erwähnung seiner Verdienste an der Bearbeitung der Madeira-gesteine zu beklagen (vgl. C. GAGEL: Bemerkungen zu dem Vortrag über das Grundgebirge von La Palma. Diese Zeitschrift 1908, 60, S. 89). Woher Herr FINCKH, der inzwischen meine Dünnschliffe nicht mehr zu Gesicht bekommen hat, seitdem seine Ansicht über mehrere dieser Gesteine so schnell geändert hat, daß er jetzt seine früheren Diagnosen nicht mehr anerkennt, entzieht sich meiner Kenntnis — es scheint fast, als ob meine inzwischen erschienene und so absprechend von Herrn FINCKH beurteilte Arbeit nicht ganz unschuldig an diesem Auffassungswechsel ist.

darüber zu erfahren. Herr HIBSCH hatte nun die große Güte, einen sehr großen Teil meiner Schliffe und eine Anzahl meiner Gesteinsproben durchzusehen und mir seine Auffassung derselben mitzuteilen, wofür ich ihm auch hier nochmals meinen besonderen Dank aussprechen möchte. Danach zeigt ein großer Teil der Madeiragesteine eine große bzw. auffallende Übereinstimmung mit Gesteinen des böhmischen Mittelgebirges und namentlich des Duppauer Gebirges bei Karlsbad. Herr HIBSCH lehnt die zusammenfassende Bezeichnung: „Trachydolerite“ für die von mir beschriebenen Gesteine ab und bezeichnet sie z. T. als Sodalith- bzw. Hauyntephrite, z. T. als Alkalibasalte. Welche dieser Bezeichnungen nun die empfehlenswertere und berechtigtere ist, darüber möchte ich mich eines Urteils enthalten — viel wichtiger als der Name ist m. E. die einwandfreie Feststellung des Sachverhaltes durch einen so ausgezeichneten Kenner dieser Gesteine und die damit gegebene Möglichkeit, durch Beziehung auf die besser beschriebenen, untersuchten und leichter erreichbaren Gesteine des Böhmisches Mittelgebirges auch anderen Fachgenossen eine genauere und zutreffendere Kenntnis dieses Sachverhaltes zu verschaffen, als es bisher geschehen ist.

Nach den freundlichen Mitteilungen von Herrn HIBSCH gehören meine trachytoiden Trachydolerite, vor allem die Gesteine meiner Analysen a, b, c, d, einzelne Trachydolerite wie f, sowie eine ganze Anzahl anderer, ähnlicher, nicht analysierter Ergußgesteine (ebenso, wie schon erwähnt, auch einige Ganggesteine) zu seinen Sodalithtephriten im weiteren Sinne, einige mehr dunkle derartige Gesteine (wie f) haben sich speziell als Hauyntephrite erwiesen. Die Sodalithmineralien in diesen Gesteinen sind häufig bzw. meistens sehr klein und nur mit starken Vergrößerungen und bei großer Aufmerksamkeit nachzuweisen, öfters mit Sicherheit nur durch mikrochemische Reaktionen festzustellen; z. T. sind sie stark zersetzt, so daß die Gesteine dann nur aus dem Gesamthabitus und der Übereinstimmung mit sonstigen erwiesenen Sodalithtephriten zu diagnostizieren sind<sup>1)</sup>.

Nach langem Suchen ist es mir denn zum Schluß auch gelungen, in einigen der von HIBSCH bezeichneten Schliffe die Sodalithe zu finden; in einem Fall, bei einem Gestein vom Grunde des Gran Curral, war Herr Dr. HARDT so freundlich, die Diagnose auf Hauyntephrit an einem frischen Schliff durch mikrochemische

<sup>1)</sup> Ich habe diese teilweise zersetzten Sodalithmineralien in den Zwickeln zwischen den Plagioklasen z. T. früher für größtenteils zersetztes Glas gehalten und nicht besonders erwähnt.



Reaktionen zu bestätigen bzw. sicherzustellen; es ist dies eines der ältesten derartigen Gesteine Madeiras. Die dunkleren Gesteine dieser Art vom Typus der Analyse f, S. 433, bezeichnet HIBSCH als basaltoide Sodalith- bzw. Hauynteophrite.

Zu meiner Beschreibung dieser Gesteine ist noch zuzufügen, daß sie alle eine mehr oder minder deutliche, z. T. wundervolle Fluidalstruktur aufweisen, und daß sie in der Grundmasse natürlich alle (wenn auch z. T. selten und recht kleine) Augite enthalten, die meistens säulenförmig, z. T. auch tafelig ausgebildet sind. In dem Gestein der Analyse b sowie analogen Gesteinen vom Pico Serrado, kommen neben den Plagioklasen ganz sicher eingesprengte, nicht verzwilligte, einfach gebaute Alkalifeldspäte vor, die ich für Sanidine ansprechen möchte. Magnetit ist in zahlreichen, aber meistens sehr kleinen Körnchen bzw. als Staub vorhanden, ebenso sehr oft kleine braune Amphibolsäulchen in der Grundmasse.

Damit wäre der Sachbestand für diese Gesteine nun wohl einwandfrei und genügend festgestellt; an Dünnschliffen böhmischer Sodalithtephrite z. B. von Naschwitz habe ich mich überzeugt, daß diese Gesteine tatsächlich eine sehr große Übereinstimmung mit den „trachytoiden Trachydoleriten“ Madeiras aufweisen, sowohl in der Art der Feldspäte, der Augite (oft grünlich gefärbt), der größtenteils resorbierten Amphiboleinsprenglinge usw. wie auch teilweise in der Struktur. In bezug auf die letztere sind sämtliche Sodalithtephrite bzw. trachytoiden Trachydolerite sehr viel feinkörniger als die normalen Trachydolerite und die basaltoiden Gesteine. Die Augite der Grundmasse sind sehr viel kleiner, größere Augiteinsprenglinge sind unvergleichlich viel seltener bzw. überhaupt nicht vorhanden, dagegen meistens Barkewikite, und der ganze Habitus ist unverkennbar ein anderer, so daß es sich wohl rechtfertigen läßt, wenn diese Gesteine ganz von den andern Trachydoleriten abgetrennt werden.

Der Hornblendebasalt vom Ribeiro frio<sup>1)</sup>, den ich 1912 Seite 446—447 meiner Studien beschrieben habe, und den auch Herr FINCKH Seite 503 erwähnt, ist inzwischen analysiert mit folgendem Ergebnis:

<sup>1)</sup> Die Fundstelle heißt **der** Ribeirofrio, nicht, wie Herr FINCKH unter Verletzung der Sprachregeln konsequent schreibt, Ribeira frio; dagegen heißen die anderen Fundstellen **die** Ribeira brava, Ribeira de Massapez usw. Die Bedeutung der feinen Nuance zwischen Ribeiro und Ribeira habe ich nicht einwandfrei ermitteln können; einen Größenunterschied kann es nicht bedeuten, trotz der dahingehenden mir in Funchal erteilten Auskunft, denn die Ribeira de Massapez ist viel kleiner als der Ribeiro frio, und dieser kleiner als die Rib. brava.

## Analysentafel III.

Analyse des Hornblendebasalts vom Rib. Frio, Madeira  
und verwandter Gesteine.

Rib. Frio Hornblendebasalt (7 a)	Hornblende- basalt Härtlingen Rhön	Hornblende- basalt Sparbrod Rhön	Hornblende- basalt Totenköpfchen Gersfeld	Calheta V	Ribera de Massapez e	Serrado II u	Linzberg Rhön Nephelin- basanit
SiO <sub>2</sub> 43,03	44,14	41,01	41,68	41,43	43,85	41,72	44,1
TiO <sub>2</sub> 1,60	1,34	0,48	0,51	2,67	2,53	3,41	2,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 12,80	14,67	11,58	9,42	13,18	12,94	11,47	12,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 5,73	13,07	12,54	11,55	6,95	2,70	4,04	5,43
FeO 8,34	4,78	7,60	7,23	7,31	10,51	10,58	5,73
CaO 9,87	10,86	12,20	13,15	10,74	9,49	10,82	10,57
MgO 10,56	7,23	8,67	10,09	11,91	11,90	12,55	10,66
K <sub>2</sub> O 1,22	1,54	1,45	1,16	0,93	1,06	1,22	1,24
Na <sub>2</sub> O 2,27	3,25	2,57	2,71	1,60	2,42	2,28	2,84
H <sub>2</sub> O 3,84	1,87	1,87	1,06	2,15	1,69	1,11	3,90
CO <sub>2</sub>							0,36
S 0,07	—	—	—	0,05	0,05	1,04	0,09
Cl							0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,65	0,80	0,75	1,29	0,66	0,01	0,66	0,55
Summe 99,98	101,41	100,72	100,85	99,65	99,75	99,90	101,79
Spez. Gew. 2,899	2,797	3,024	3,114	3,043	3,006	3,079	3,07
Analyt. EYME.	SOM- MERLAD			EYME	KLÜSS	EYME	MÖLLER
s = 47,97		46,43	44,66	47,32	48,39	46,62	
A = 3,22		3,84	3,49	2,33	3,19	3,14	
C = 4,95		3,80	2,86	6,11	4,86	3,96	
F = 35,75		37,93	43,27	35,01	35,00	38,56	
a = 1,5		1,5	1,5	1,07	1,48	1,38	
c = 2,3		1,5	1	2,81	2,26	1,73	
f = 16,2		17	17,5	16,12	16,28	16,89	
n = 7,4		7,3	7,8	7,29	7,74	7,39	

Zu der mineralogischen Beschreibung ist nachzutragen, daß bei genauerer Durchsicht des Schliffes und bei stärkerer Vergrößerung sich in den Resorptionswolken doch noch kleine und größere nicht völlig resorbierte Hornblendefetzen mit dem charakteristischen Winkel der Spaltrisse und auch noch weitere Biotite fanden; ebenso ist noch der bisher nicht erwähnte Nephelin und der — ganz allgemein vorhandene — Apatitgehalt anzuführen. Aus dem Vergleich der Analyse mit denen anderer Hornblendebasalte, basaltoider Trachydolerite und Nephelin-basanite ergibt sich, daß dieser Hornblendebasalt in seiner chemischen Zusammensetzung viel ähnlicher ist gewissen basaltoiden Trachydoleriten bzw. Basalten Madeiras und gewissen

Nephelinbasaniten der Rhön als den Hornblendebasalten der Rhön, die unter sich und gegen ihn sehr merkliche Verschiedenheiten aufweisen. Auch in den Basalten des Böhmisches Mittelgebirges finden sich derartige Gesteine mit mehr oder minder stark resorbierten Hornblenden, Rhönit, Titanaugit usw. (vgl. HIBSCH: Erläuterungen zu Blatt Wernstadt. Tschermacks Mineral. petrogr. Mitt. 29, 1910).

Ein sehr ähnliches Gestein mit den großen, schwachgefärbten, felderförmig aufgebauten Augiten und großen olivbraunen, nur teilweise resorbierten, aber dann in Rhönit umgewandelten Amphibolen habe ich auf Gran Canaria dicht bei Telde gesammelt; bei den kleineren, völlig resorbierten Amphibolen scheint auch der als Umwandlungsprodukt entstandene Rhönit nicht ganz bestandfähig gewesen und größtenteils in Magnetit und Augit umgewandelt zu sein. Die kleinen Resorptionswolken enthalten kaum noch Rhönit, während die dicken Kränze um die großen Amphibole fast nur aus Rhönit bestehen. Dasselbe Gestein habe ich auch am Vulkan von Jinama auf Gran Canaria gesammelt als jüngsten, wahrscheinlich noch historischen Ausbruch auf dieser Insel. Auch vom Cruz de Tejeda auf Gran Canaria kenne ich ein sehr ähnliches Gestein mit fast völlig resorbierten Amphibolen.

Die anderen Ergußgesteine Madeiras, sowohl die analysierten wie einen großen Teil der nur durch Dünnschliffe untersuchten, hat Herr HIBSCH kurzerhand als Alkalibasalte bezeichnet und mit den böhmischen Feldspatbasalten verglichen. Besonders die titanreichen Feldspatbasalte Böhmens zeigen allerdings z. T. sehr große Ähnlichkeit mit entsprechenden Gesteinen Madeiras. Was die Bezeichnung dieser Madeira-gesteine betrifft, so habe ich mich m. E. schon in meiner vorigen Arbeit genügend deutlich darüber ausgesprochen, daß ich mir über die definitive Abgrenzung von Trachydoleriten und Basalten unter diesen Gesteinen und über die Kriterien und die dafür maßgebenden Gesichtspunkte kein Urteil erlauben möchte, sondern nur auf gewisse Typen hinweisen wollte, die m. E. nicht gut bzw. nicht zweckmäßig kurz als gewöhnliche Feldspatbasalte bzw. Alkalibasalte zu bezeichnen sind, sondern die es verdienten, vor diesen gewöhnlichen „Basalten“ durch besondere Benennungen hervorgehoben zu werden.

Wenn ich für zwei besonders auffallende Typen die Bezeichnungen Essexitporphyrit und Essexitmelaphyr gebraucht habe, so habe ich es dabei natürlich für völlig selbstverständlich gehalten, daß diese Ausdrücke nur als Typen- bzw. Habitusbezeichnungen zu gelten hätten, und nur die Ähnlichkeit

bzw. Übereinstimmung der Erscheinung mit gewissen BRÖGGERSchen Typen aus dem Christianiagebiet hervorheben, nicht aber etwa ein paläozoisches Altersverhältnis ausdrücken wollen, was ja bei dem stets betonten, rein tertiären Alter der Madeiragesteine ein Widerspruch in sich gewesen wäre, also m. E. nicht zu befürchten war. Es wäre ja allerdings, wie ich inzwischen gesehen habe, doch wohl zweckmäßiger gewesen, diese Bezeichnungen Essexitporphyr und Essexitmelaphyr in „ „ zu setzen, um jedem, m. E. so wie so unmöglichen Mißverständnis vorzubeugen; daß diese Gesteine zweckmäßigerweise nicht schlankweg und ohne weiteren Zusatz als Trachydolerite bzw. als „Feldspatbasalte“ oder „Alkalibasalte“ zu bezeichnen sind, da dabei ihr charakteristisches Aussehen und ihr von den gewöhnlichen Trachydoleriten und Basalten abweichender Habitus völlig unter den Tisch fallen, ist auch heute noch meine Überzeugung, und die korrekte, aber sehr schleppende Bezeichnung „Trachydolerit (bzw. Alkalibasalt) vom Typus der Essexitmelaphyre“ hat m. E. auch nichts Empfehlendes für sich, wo der Sachverhalt und die Altersbeziehung so klar sind, daß aus der kurzen Habitusbezeichnung „Essexitmelaphyr“ ein Irrtum vernünftigerweise nicht entspringen kann.

Viel wichtiger und richtiger als paläozoische, typische, und von tertiären Basalten nicht zu unterscheidende Basalte mit dem Ausdruck Melaphyr zu bezeichnen und so von diesen stofflich und strukturell gleichen Gesteinen abzusondern<sup>1)</sup>, scheint es mir, wenn jüngere Gesteine einen völlig gleichen oder verblüffend ähnlichen Habitus wie bestimmte paläozoische Melaphyre haben, sie dann auch mit diesen Typennamen zu bezeichnen, um so das Übereinstimmende im Habitus mit den alten, das Abweichende von den jüngeren Gesteinen deutlich hervorzuheben.

Der Unterschied in der Benennung zwischen tertiären und vortertiären (im übrigen gleichen) Gesteinen wird ja doch nicht mehr scharf aufrecht erhalten, und es mehren sich immer mehr die gegnerischen Stimmen. Wenn man, ohne Widerspruch zu erfahren, von carbonischen Phonolithen redet, weshalb soll man denn nicht auch von tertiären „Essexitmelaphyren“ sprechen können, wenn das Wort das Wesentliche, den Typus, gut und treffend bezeichnet?

<sup>1)</sup> Vgl. die diesbezügliche Bemerkung ROSENBUSCHS in der Mikroskop. Physiogr. II, S. 1160: „Die Zeit kann nicht mehr fern sein, wo man gelernt haben wird, sich des störenden und verwirrenden Ballastes synonymen Bezeichnungen für identische Dinge zu entledigen.“

Was die mikroskopische Struktur dieser basischen Madeirensen Ergußgesteine anbetrifft, so ist auch bei ihnen neben der wohl häufigeren hyalopilitischen eine mehr oder minder deutliche, z. T. sogar ausgezeichnet fluidale Struktur weit verbreitet, vor allem aber auch, wie natürlich, die intersertale bis ophitische Struktur in z. T. ganz ausgezeichnete Ausbildung vorhanden. Unter den analysierten Typen zeigen nur das dünnplattige, schön klingende Gestein von der Bocca dos Corregos (Analyse o) eine großenteils sehr deutliche, und das gefleckte Gestein vom Rabaçal (Analyse m) (und zwar auch nur stellenweise) eine nicht so deutliche Intersertalstruktur (an andern Stellen aber eine undeutlich fluidale Anordnung der Feldspatleisten); dagegen ist die Intersertal- bzw. ophitische Struktur unter den inzwischen neu untersuchten Gesteinen z. T. ganz ausgezeichnet ausgebildet. Wesentliche Ergänzungen zu den früher gegebenen Beschreibungen sind nicht mehr viele zu geben, im Mineralbestand haben die neu untersuchten Dünnschliffe nichts wesentlich Neues gegenüber den schon beschriebenen ergeben. Dagegen sind zu den Beschreibungen der analysierten Gesteine noch einige kleine Zusätze und Berichtigungen zuzufügen.

In dem Gestein der Analyse g (Nr. 6 des Serradoprofils) hat sich bei genauerem Studium herausgestellt, daß das intensiv rotbraune, stark pleochroitische Mineral mit den sonderbaren Wachstumsformen, auf deren Übereinstimmung mit solchen von Olivin schon hingewiesen ist, tatsächlich kein Amphibol, sondern ein iddingsitartiges Umwandlungsprodukt des Olivins ist, das sich von den sonst beobachteten, ähnlichen, als Iddingsit beschriebenen Umwandlungsprodukten des Olivins eben durch den sehr auffallenden, intensiven, sonst nicht annähernd so beobachteten Pleochroismus und die viel intensivere Farbe unterscheidet. Auffällig ist der über 1% betragende Phosphorsäuregehalt des Gesteins.

Zu dem Gestein der Analyse l („Essexitporphyrit“ aus der Ribeira de Massapez) teilt mir Herr HIBSCH mit, daß die großen Plagioklastafen darin Bytownit wären, also erheblich basischer, als sonst die Plagioklase im Essexit zu sein pflegen; auch in diesem Gestein zeigen die kleinen Plagioklasleisten der Grundmasse z. T. recht deutlich divergent-strahlige Anordnung. Bei einem anderen „Essexitporphyrit“ aus der Ribeira de Massapez besteht die Grundmasse aus zahlreichen kleinen, ziemlich intensiv violetten Augiten, kleinen Feldspatleisten, Magnetit in Körnern und kleinen zierlichen Skeletten, kleinen Diopsiden und etwas zersetzter Basis. Ein-

gesprengt sind neben Olivin größere Diopside und die sehr großen „scherenförmig“ verwachsenen und verzwilligten Plagioklastafeln.

Das Gestein O. von der Bocca dos Corregos mit der meistens sehr ausgeprägten intersertalen Struktur, das so schön plattig abgesondert ist und hell klingt, enthält, wie sich bei stärkerer Vergrößerung zeigte, ziemlich reichliche, aber minimale, braune, stark pleochroitische Biotite; die in der Beschreibung S. 438 erwähnte undeutlich fluidale Anordnung der Feldspat-täfelchen ist nur an einzelnen Stellen des Schliffes in der Umgebung größerer Olivine vorhanden.

Zu dem gefleckten Trachydolerit vom Gran Curral Analyse p. ist nachzutragen, daß sich bei diesem Gestein (im Gegensatz zu m. vom Rabaçal) die Fleckung auch im Dünnschliff dadurch sehr deutlich bemerklich macht, daß in den dunklen Flecken viel mehr staubförmiger Magnetit und erheblich kleinere Augite, in den hellen Flecken weniger und in Form von Körnern ausgeschiedener Magnetit sowie viel größere Augite vorhanden sind. Außerdem liegen in den dunklen Flecken noch einzelne, ganz besonders dunkle Stellen (Magnetitstaubwolken), die nach Analogie mit anderen Gesteinen wohl als ganz resorbierte Amphibole aufzufassen sind — an einer einzigen Stelle enthielten sie noch einen ganz kleinen Rest brauner pleochroitischer Hornblendesubstanz.

Das Gestein der Analyse t. (1 des Serradoprofils), das in Anbetracht des Analysenresultates so auffallend hell ist, ist tatsächlich nicht mehr frisch, sondern ziemlich zersetzt; die Olivine zeigen alle einen reichlichen Iddingsitrand, ebenso wie die des Gesteins v. von Calheta. Beide Gesteine führen zart gefärbte Augite mit Felderteilung, das Gestein von Calheta enthält außerdem noch etwas Analzim. Betont mag nochmals werden, daß auch besonders in den basaltoiden Typen die Augite immer deutlich bis erheblich titanhaltig sind.

Einmal wurde beobachtet, daß sich um völlig rund resorbierte, farblose Augitkerne ein breiter Mantel von hell violetter Titanaugit angesetzt hatte mit völlig idiomorpher kristallographischer Begrenzung.

Nach freundlicher Mitteilung von Herrn HIBSCH liegt gar kein Grund vor, die — seltenen — Biotite in den Ergußgesteinen Madeiras für kontaktmetamorphe Neubildungen oder überhaupt für etwas anderes als für normale, primäre Bestandteile dieser Gesteine zu halten.

Bei einem Trachydolerit unter der Eira do Serrado, der in einer stark zersetzten Grundmasse aus deutlich fluidal angeordneten Feldspatleistchen, kleinen gelblichen Augitsäulchen

Magnetitkörnchen usw. einzelne eingesprengte Plagioklase und zahlreiche recht große Olivine enthält, sind sämtliche Olivine fast völlig in ein Aggregat kleiner, opaker bis kaum durchscheinender, ganz tief rotbrauner Körnchen verwandelt, zwischen denen kaum noch ein ganz feines Netz von Olivinsubstanz übrig geblieben ist. Im äußeren Ansehen hat die Erscheinung eine entfernte Ähnlichkeit mit den in Rhönit umgewandelten Amphibolen anderer Trachydolerite. Was diese fast opaken, nicht krystallographisch begrenzten Körnchen sind (Picotit?), vermag ich nicht sicher zu entscheiden. In drei anderen Schliffen desselben Handstückes ist diese Erscheinung fast gar nicht zu beobachten, und die Olivine sind fast ganz frisch und zeigen nur z. T. Iddingsitränder. Einmal wurde ein Korn von grünem Spinell beobachtet, das nach Krystallform und optischem Verhalten sicher bestimmt werden konnte.

Einzelne der Feldspateinsprenglinge sind ganz einfach gebaut, ohne jede Zwillingsstreifung, zeigen aber ausgezeichnete Spaltbarkeit.

Dieselbe Erscheinung dernahezu völlig in das braunschwarze, fast opake, formlose Mineral umgewandelten Olivine wurde noch einmal bei einem Glasbasalt am Poizohaus beobachtet, sowie einmal in einem basaltoiden Trachydolerit bei Punta Delgado. Mehrfach wurde besonders bei den basaltoiden Ergußgesteinen die Erscheinung beobachtet, daß in ihnen teils verfließende Schlieren, teils völlig scharf abgesetzte, eckige Brocken völlig anders struierter (meistens sehr dunkel gefärbter) magnetitreicher Gesteine enthalten waren, die sich nicht nur sehr scharf im Schliff von der Hauptmasse des Gesteins abhoben, sondern z. T. auch bei eingetretener Zersetzung und Verwitterung sich ganz anders verhielten als das Wirtgestein. Auch die großen, protogenen Augite mit den verschlackten, angeschmolzenen, violett verfärbten Rändern, die aus dem Madeirit beschrieben sind (Studien I, Seite 281—283), habe ich noch ein- oder zweimal in basaltoiden Ergußgesteinen gefunden.

Damit wäre das Wesentliche über die Gesteine Madeiras nun wohl festgestellt; außer dem früheren Material sind inzwischen noch über 60 neue Dünnschliffe hergestellt und untersucht, so daß wohl nun kein Typus mehr der Beobachtung entgangen sein dürfte.

Druckfehlerberichtigungen: Seite 424 meiner „Studien“ 1912, Zeile 12 von oben, muß es natürlich heißen „Anwachskegel“. Seite 428 in der Analysentafel ist das spez. Gewicht des Gesteins c von der Achada 2,738.

Manuskript eingegangen am 17. Juli 1914.]

### 13. Über eine marine Permfauna aus Nordmexiko nebst Bemerkungen über Devon daselbst.

Von Herrn WILHELM HAACK.

Hierzu Tafel XXXVIII — XXXIX und 2 Textfiguren.

In Band 65 dieser Zeitschrift gibt E. HAARMANN ein neues Vorkommen von Paläozoicum in Nordmexiko bekannt<sup>1)</sup>, das um so größeres Interesse verdient, als bisher in Mexiko überhaupt nur an wenigen Punkten Paläozoicum mit Sicherheit festgestellt werden konnte und manche in der Literatur sich findenden Angaben auf höchst unsicherer Grundlage beruhen, wobei Fundortsverwechselungen und falsche Bestimmungen von Fossilien eine Rolle spielen.

So sollte in der Nähe der Ostgrenze des Staates Coahuila, in welchem der neue Fundpunkt gelegen ist, Kohlenkalk auftreten, wie PERSIFOR FRAZER 1884 mitteilte<sup>2)</sup>, gestützt auf Bestimmungen von JAMES HALL. Als aber später J. G. AGUILERA die gleiche Gegend besuchte, konnte er dort weder Kohlenkalk noch sonst paläozoische Ablagerungen wiederfinden, stieß vielmehr auf mittelcretacischen Kalk, der zwar große Ähnlichkeit mit dem Kohlenkalk der Appalachen besaß, jedoch durch seine Fauna und seine Lage im Schichtenverbände sich unzweifelhaft als der Kreide zugehörig erwies<sup>3)</sup>, die nach den wenigen über diesen Staat vorliegenden Berichten geologischen Inhalts die verbreitetste, gebirgsbildende Formation ist, und die auch HAARMANN öfter antraf<sup>4)</sup>. Eine Schichtenfolge gänzlich abweichender Gesteine

<sup>1)</sup> ERICH HAARMANN: Geologische Streifzüge in Coahuila. Z. D. G. G. 65, Jahrg. 1913, Monatsberichte S. 18–47.

<sup>2)</sup> Certain silver and iron mines in the states of Nuevo Leon and Coahuila. Trans. Am. Inst. Min. Eng XII, 1884, S. 540.

<sup>3)</sup> J. G. AGUILERA: Bosquejo Geologico de Mexico. Mexico 1896. S. 136. — (J. G. AGUILERA:) Compañía Fundidora de Fierro y Acero de Monterrey S. A. Propiedades Mineras. Mexico 1909.

<sup>4)</sup> a. a. O. S. 23–26.



entdeckte dieser aber im Gebiete der Hacienda Las Delicias weitab von allen Verkehrswegen im Südwesten des genannten Staates<sup>1)</sup>. Diese von ihm als „Delicias-Schichten“ bezeichneten Ablagerungen von mindestens 2000 m Mächtigkeit bestehen in ihrem unteren Teile „vorwiegend aus Geröllen und verbackenen Sanden, meist vulkanischer Gesteine; nach oben werden die Gerölle kleiner und nehmen ab: mächtige Bänke vulkanischer Sande, die man stellenweise zuerst für verwitterte vulkanische Gesteine halten könnte, wiegen vor. Noch weiter nach oben folgen dunkle bis schwarze Mergelschiefer und Mergel, die Lagen von Geoden und Bänke von dunklem Kalk enthalten.“

„Auf den Delicias-Schichten liegen stellenweise Reste von Korallenriffen. Sie bestehen aus einem gelblich-grauen, festen, spröden und ungeschichteten Kalk, der besonders im „Pichagua“ gut zu beobachten ist“<sup>2)</sup>. Er enthält eine reiche Korallen- und Brachiopodenfauna, von der HAARMANN wegen Mangel an Zeit sowie ungünstiger Transportverhältnisse leider nur verhältnismäßig wenige Stücke sammeln konnte. Zwecks näherer Bestimmung der im Felde nur als Paläozoicum zu erkennenden Formation sandte er die Fossilien dem Verfasser vorliegenden Aufsatzes. Auch an dieser Stelle sei Herrn HAARMANN für die freundliche Überlassung der interessanten Fauna zur Bearbeitung vielmals gedankt.

Die vorläufige Untersuchung ergab mancherlei Ähnlichkeiten besonders mit der von G. H. Girty<sup>3)</sup> eingehend beschriebenen Fauna der Guadalupe-Schichten im Trans-Pecos-Zipfel des südwestlichen Texas und somit ein höchstwahrscheinlich permisches Alter. Daraufhin bezeichnete HAARMANN in der genannten Arbeit jene Klippen als Perm mit dem Hinweise, daß eine nähere Beschreibung von meiner Seite später erfolgen werde. Die Delicias-Schichten werden damit Präperm; eine genauere Bestimmung mußte, da Fossilien scheinbar fehlten, unterbleiben.

Die Fauna aus dem Kalk der Pichagua-Klippe konnte ich zwar, da der größte Teil der Fossilien verkieselt vorkommt, durch Herausätzen mittels Salzsäure um eine Anzahl vermehren; doch bestand, zumal da viele der Formen nur in kleinen und unvollkommenen Exemplaren vorlagen, der Wunsch nach mehr Material, was Herrn HAARMANN veranlaßte, trotz der sehr ungünstigen politischen Lage, noch einmal den Versuch zu machen, in diese abgelegene wüstenhafte Gegend zu gelangen.

<sup>1)</sup> Vgl. die Kartenskizze bei HAARMANN, a. a. O. S. 12.

<sup>2)</sup> HAARMANN: a. a. O. S. 22 und 23.

<sup>3)</sup> G. H. Girty: The Guadalupian Fauna, Prof. Paper 58, U. S. G. S. Washington 1908.

In der Hoffnung auf diese weiteren Aufsammlungen stellte ich dann zunächst die Arbeit zurück. Leider war es aber Herrn HAARMANN nicht mehr möglich, seine Absicht auszuführen, obwohl er dem Ziele einmal schon recht nahe war. Die politischen Verhältnisse hatten sich hier derart verschlechtert, daß an ein Reisen nicht mehr gedacht werden konnte. Da nun Aussicht auf Besserung in absehbarer Zeit nicht zu erhoffen war — in der Tat dauern ja die Unruhen besonders im Norden des Landes immer noch an —, mußte die Absicht eines neuen Besuchs der Hacienda aufgegeben werden. Inzwischen ist Herr HAARMANN nach Deutschland zurückgekehrt. Es kann also hier nur eine kleine und unvollkommene Fauna beschrieben werden, was um so mehr zu bedauern ist, als ja marines Perm von indischer Facies nicht von allzuvielen Punkten der Erde bekannt ist.

Bevor ich zur Beschreibung der Pichagua-Fossilien übergehe, seien noch einige Bemerkungen über die Delicias-Schichten vorausgeschickt. Im Felde hatte Herr HAARMANN bei den schnellen Erkundungsritten Fossilien hierin nicht bemerkt; erst als später die Sendungen in der Hauptstadt Mexiko eingetroffen waren, fiel ihm an einem Handstück von dunklem Kalkkonglomerat ein undeutlicher Querschnitt eines Cephalopoden, anscheinend eines Goniatiten, auf, so daß doch einige Hoffnung bestand, auch für diese Ablagerungen wenigstens die Formation zu bestimmen. Die Handstücke — leider nur zwei — gelangten erst nach Drucklegung der HAARMANNschen Arbeit in meine Hände, so daß das Ergebnis der Untersuchung darin nicht mehr verwertet werden konnte. Es mag daher kurz hier mitgeteilt werden: das Gestein enthält bis hühnereigroße, schön gerundete, z. T. aber plattige Gerölle von schwarzem, anscheinend durch organische Substanz gefärbtem Mergelkalk, daneben vereinzelt kleinere von verwitterten vulkanischen Gesteinen. Sie werden durch eine sandigkalkige Grundmasse verbacken, aus der hier und da Bruchstücke von etwas korrodierten Quarzdihexaedern hervorschauen. Sowohl die Kalkgerölle als auch die Grundmasse enthalten, wie sich beim Zerschlagen des Gesteins erwies, Fossilien. Für die Altersbestimmung kommen natürlich vor allem die letzteren in Betracht, da ja die Gerölle viel höheres Alter besitzen können. Am meisten treten in der Grundmasse seidenglänzende Bruchstücke von Brachiopoden hervor, doch ließ sich nur ein leidlich erhaltenes ganzes Stück herauspräparieren:

*Gypidula* aff. *pseudogaleata* HALL spec.

*Pentamerus pseudogaleatus* HALL, 10th Rep. New York State Cab. Nat. Hist. 1857, S. 106, Fig. 1—6. Pal. New York, III, 1859, S. 259, Taf. 48, Fig. 2.

*Sieberella pseudogaleata* HALL und CLARKE, Pal. New York, VIII, Teil II, 1894, S. 242, Taf. 72, Fig. 14.

*Gypidula pseudogaleata*. SCHUCHERT, A Synopsis of American Fossil Brachiopoda. Bull. of U. S. G. S. Nr. 87, S. 227.

Namentlich die Figuren 2e—g in Pal. New York III stimmen recht gut, so daß man geneigt sein möchte, Identität anzunehmen. Beim vorliegenden Stücke ist die Wirbelregion nur noch ein wenig mehr aufgeblasen, die Dorsalklappe aber etwas weniger gewölbt. Ein Querschnitt durch die Wirbelregion, der in einer beim Präparieren entstandenen Bruchfläche vorlag, zeigte außerordentlich dicke Schloßzähne, wie sie nach HALL und CLARKE<sup>1)</sup> bei *Gypidula* vorhanden sein sollen. Von den Septen war nichts zu bemerken, was aber nicht verwundern kann, da sie, nach einer Figur<sup>2)</sup> derselben Autoren zu urteilen, recht zart sind und das Innere des vorliegenden Stückes mit dem gleichen groben Material erfüllt ist, wie es die Grundmasse darstellt. *Gypidula pseudogaleata* wird aus dem Unterdevon und zwar dem Lower Helderberg, Upper Pentamerus Limestone, angeführt.

Die anderen Brachiopoden-Bruchstücke lassen sich bis auf eines, das einem *Spirifer* anzugehören scheint, auf die gleiche Form beziehen.

Sonst kommen nur noch unbestimmbare Reste von Echinodermen und ästigen Tabulaten vor.

Von den in den Gerölln eingeschlossenen Versteinerungen beansprucht zunächst ein *Goniatis* Interesse, der in einer mäßig erhaltenen Hälfte eines kleinen Individuums vorliegt. Es scheint sich um eine beinahe kugelige, ungenabelte Form zu handeln. Der Charakter der Lobenlinie ist schwer und nur für einen Teil zu entziffern. Sie ist anscheinend mit der eines *Sporadoceras* verwandt, zu dem ja auch die genannten Merkmale passen würden. Jedenfalls sind zwei Seitenloben vorhanden, von denen der erste ziemlich deutliche Zuspitzung zeigt.

Die Schale hat Spiralskulptur.

Ein weiteres selbst als Geröll erhaltenes Fossil ist eine tabulate Koralle, in deren Zellen genau der gleiche schwarze Mergelkalk sitzt, wie er in den Gerölln dieses Gesteins zu finden ist. Allem Anschein nach handelt es sich um eine mit *Alveolites Goldfussi* BILLINGS idente oder doch nahe verwandte Form. Größe und Gestalt der Zellen wie auch das Fehlen von Septen, auf das NICHOLSON<sup>3)</sup> hinweist, lassen diese Bestimmung gerechtfertigt erscheinen.

<sup>1)</sup> HALL und CLARKE: a. a. O. S. 247.

<sup>2)</sup> HALL und CLARKE: a. a. O. S. 247, Fig. 177.

<sup>3)</sup> NICHOLSON: Palaeozoic Tabulate Corals 1879. Taf. VI. Tafelerklärung zu Fig. 4.

Braune rostfarbene Pünktchen in einigen der Kalkgerölle legten die Vermutung nahe, daß auch Foraminiferen vorhanden seien. In Dünnschliffen waren in der Tat wenigstens Bruchstücke von solchen zu erkennen.

Welches ist nun das Alter des Konglomerates? Die einzige bestimmbare Form aus der Grundmasse deutet entschieden auf Devon, und zwar würde die nahe Verwandtschaft mit *Gypidula pseudogaleata* HALL spec. Unterdevon wahrscheinlich machen. Dem widersprechen aber die Fossilien der Gerölle, die doch auf keinen Fall jünger sind als das Konglomerat. Der Goniatit läßt mindestens Oberdevon vermuten, und *Alveolites Goldfussi* wird aus dem Mitteldevon angegeben.

Es zeigt sich also, daß das vorliegende geringe Material zur genauen Altersbestimmung leider noch nicht ausreicht. Immerhin darf man devonisches Alter als gewiß annehmen. Doch können bei der bedeutenden Mächtigkeit der Delicias-Schichten auch recht wohl noch jüngere oder ältere Ablagerungen darin stecken.

### Beschreibung der Pichagua-Fauna.

#### *Anthozoen.*

*Cyathaxonia Girtyi* n. sp.

Taf. XXXVIII, Fig. 1a und b.

Es liegt nur ein einigermaßen vollständig erhaltenes Exemplar vor; die sonstigen Bruchstücke können nicht mit Sicherheit auf die gleiche Form bezogen werden und bleiben daher hier außer acht.

Die Koralle ist hornförmig gekrümmt und mit dicker runzeliger Epithel versehen, die unten an der konvexen Seite in wurzelähnliche kurze Fortsätze verläuft. Irgendeine Andeutung der Septen ist auf der Außenseite nicht zu finden. Der recht tiefe, annähernd kreisrunde Kelch enthält in beinahe konzentrischer Stellung einen kleineren, jüngeren. Die zahlreichen Sternleisten sind radial angeordnet, und man zählt ihrer im größeren Kelch etwa 30 erster Ordnung<sup>1)</sup>, die mit ebensovielen schwächeren und kürzeren abwechseln. Die ersteren reichen in der Tiefe des Kelches bis an ein kräftiges Säulchen von schwach ovalem Querschnitt, das ziemlich hoch über sie emporragt. Eine Septalfurche ist nicht zu erkennen, was aber vielleicht auf die nicht ganz ausreichende Erhaltung zurückzuführen ist<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> Die Sternleisten sind an einer Stelle undeutlich und daher der Zahl nach hier nicht genau festzustellen.

<sup>2)</sup> Es hat ferner den Anschein, als ob die oberen Enden der Sternleisten nicht verkieselt gewesen seien und daher infolge der Ätzung verschwunden wären.

Doch ist die Sagittalachse dadurch<sup>1)</sup> angezeigt, daß ungefähr in der Seite der stärksten konkaven Krümmung ein Septum bis fast zur Spitze des Säulchens hinauf verläuft, während die übrigen in tieferem Niveau zurückbleiben, und daß fast genau gegenüber ein anderes, wenn auch weniger deutlich, sich ebenfalls hinaufzieht. Der Oberrand dieses Septums senkt sich in der dem Säulchen genäherten Hälfte tiefer in das Innere des Kelches hinab als die Nachbarsepten. Falls dies Verhalten nicht auch nur die Folge der Präparation ist, würde man in der Vertiefung doch vielleicht die Andeutung einer Septalfurche erblicken dürfen, die dann, ganz wie sonst bei *Cyathaxonia*, auf der Seite der konvexen Krümmung der Koralle liegen würde. Daß tatsächlich wenigstens durch das eine der Septen eine Symmetrie bezeichnet wird, lassen die auf das vermutliche Gegenseptum zunächst folgenden Septen zweiter Ordnung erkennen. Von diesen ist jederseits das erste länger als die dann kommenden und endet im Gegensatz zu diesen frei. Die letzteren hingegen vereinigen sich mit einem Septum erster Ordnung, und zwar derart, daß sie rechts vom „Gegenseptum“ unter stumpfem Winkel nach rechts umbiegen, links von ihm nach links. Vom sechsten Septum zweiter Ordnung ab erfolgt dann die Vereinigung unter spitzem Winkel, einige von ihnen scheinen aber auch frei zu endigen. Um nicht Gefahr zu laufen, diese zerbrechliche Koralle zu zerstören, habe ich Schlitze zur Aufhellung der inneren Struktur nicht angefertigt.<sup>1)</sup> Dies war auch um so weniger nötig, als eine schon vorher vorhandene Spalte sich nach dem Ätzen öffnete und einen ziemlich tiefhineinreichenden Kegelschnitt lieferte. Es zeigten sich dabei in den Interseptalräumen in mäßiger Anzahl von unten außen nach oben innen aufsteigende Querblätter, aber keine Böden.

Hiernach könnte es scheinen, als ob die Zurechnung dieser Form zur Gattung *Cyathaxonia* zu Unrecht geschähe, da ja nach der Auffassung von MILNE EDWARDS und HAIME sowie auch neuerer Autoren gerade das Fehlen von Böden und Querblättchen für diese Gattung charakteristisch sein soll. Nach andern ist dieses Fehlen aber nur ein scheinbares und bei den Formen aus dem belgischen Kohlenkalk, auf die sich die meisten früheren Beobachtungen bezogen, durch den Erhaltungszustand bedingt. CARRUTHERS hat bei verkalkten Stücken deutliche Böden wahrgenommen<sup>1)</sup>, und ROMINGER<sup>2)</sup> sagt schon 1876 bei der Charakterisierung der *Cyathaxonidae* folgendes: „The interstices between

<sup>1)</sup> R. G. CARRUTHERS: Revision of two genera of carboniferous corals. Geol. Mag. X, Nr. 2, S. 1913.

<sup>2)</sup> C. ROMINGER: Fossil Corals. Geological Survey of Michigan, III, part 2, S. 95.

the lamellae are said to be open throughout without diaphragms or transverse interstitial leaflets. This family characteristic is based on imperfect observation. The lamellae do not unite in the centre in a cristiform columella, and their interstices are not open all their length, but have transverse leaves intersecting them, the conically protruding centres of which leaves, one invaginated into the other form the cristiform columella."

Der Unterschied gegen *Lophophyllum* E. H. wird bei diesem Sachverhalt recht gering, zumal das oben beschriebene Verhalten von Haupt- und Gegenseptum bei dieser Gattung ähnlich ist. Die vorliegende Form wird man aber wegen des beinahe kreisförmigen Querschnittes des Säulchens besser bei *Cyathaxonia* belassen. Mancherlei Ähnlichkeiten weist die besprochene Koralle auch auf zu der von GIRTY<sup>1)</sup> beschriebenen *Lindstroemia permiana* GIRTY, deren generische Stellung dem Autor nicht über allen Zweifel erhaben ist. Jedoch schließt alleine schon das Auftreten von Längsrippen bei ihr die Identität aus.

*Cyathaxonia* spec.

Taf. XXXVIII, Fig. 2.

Eine kleinere, weniger gut erhaltene Koralle dürfte zur gleichen Gattung, aber einer anderen Art gehören. In ihrer Gestalt und der Epithek stimmt das Exemplar mit dem vorigen überein, nur daß hier die wurzelähnlichen Anhänge auf der Seite der konkaven Krümmung liegen. Sie scheint aber unter Berücksichtigung der geringeren Größe weniger Septen zu besitzen — bei etwa 5 mm innerem Kelchdurchmesser etwa 20 und mehr Querblätter. Auch ist das Säulchen wesentlich dicker und fast halbkugelig. Es ist aus zwiebelschalen ähnlich übereinander gelagerten, nach oben gewölbten dünnen Lamellen aufgebaut<sup>2)</sup>. Über die Natur der Primärsepten und einer eventuell vorhandenen Septalfurche läßt sich nichts feststellen.

*Cladopora spinulata* GIRTY.

Taf. XXXVIII, Fig. 3.

1908 G. H. GIRTY: The Guadalupian Fauna. U. S. G. S. Prof. Paper 58, S. 102—104, Taf. XVII, Fig. 17 und 17a.

Von dieser Art sind mehrere kleine Zweigstücke, die, soweit sie besser erhalten sind, recht gut mit der Abbildung GIRTYS übereinstimmen, vorhanden. So sind bei einigen Zweigen,

<sup>1)</sup> GIRTY: a. a. O. S. 97—99, Taf. 17, Fig. 13 und 14.

<sup>2)</sup> Vgl. die oben zitierte Charakteristik der *Cyathaxonidae* von ROMINGER.

wie auch bei dem abgebildeten, die für die Art charakteristischen Stacheln recht schön erhalten. Diese entspringen gewöhnlich aus dem Winkel, der sich dort bildet, wo drei Kelche einander berühren. Bei andern fehlen die Stacheln, sind aber offenbar nur abgebrochen, was auch bei den nordamerikanischen Stücken nach GIRTY vielfach vorkommt. Böden waren ebensowenig wie bei jenen festzustellen, große Wandporen in Übereinstimmung mit GIRTYs Beobachtungen recht spärlich. Anscheinend primär fehlen die nach GIRTY an einigen Individuen in Form von Stachelreihen vorkommenden, bei anderen aber völlig abwesenden Pseudosepten. Immerhin mag daran auch die rauhe Verkieselung schuld sein, zumal GIRTY hervorhebt, daß an kalkig erhaltenen Stücken die „Septen“ besser zu beobachten seien als an verkieselten.

Daß der Pichagua-Kalk noch weitere Korallen und Tabulaten enthält, zeigen allerlei, z. T. recht kleine Reste von solchen. U. a. scheint darunter die Gattung *Cladochonus* vertreten zu sein.

### ***Brachiopoden.***

*Streptorhynchus* (?) spec. 1.

Taf. XXXVIII, Fig. 4a und b.

In dem nach Auflösung von Pichagua-Kalk verbleibenden Rückstand fanden sich nur wenige Millimeter große Brachiopodenschälchen, die ich der Gattung *Streptorhynchus* KING zurechne. Da aber nur Armklappen vorliegen, ist diese Zurechnung etwas zweifelhaft. Die Form ist etwa subelliptisch, breiter als lang und nicht ganz symmetrisch. Der gerade Schloßrand bleibt in seiner Länge hinter der größten Breite, die ein wenig unterhalb der Mitte, also dem Vorderrand genähert liegt, zurück. Dieser letztere ist deutlich zweiteilig durch eine ziemlich tiefe Ausbuchtung, die bei einer nicht abgebildeten Klappe weniger symmetrisch ist als bei der Fig. 4. Nur der mittlere Teil ist mäßig konvex gewölbt, der randliche flach. Die Oberfläche ist mit feinen Rippen bedeckt, die aber nicht bis zum Wirbel reichen, sondern schon auf der Mitte des Weges aufhören. Die rauhe zuckerkörnige Verkieselung, die den Rippen ein scheinbar krenuliertes Aussehen gibt, und die Kleinheit des Objekts lassen aber eine genaue Feststellung der Natur der Oberflächenverzierung nicht zu. Auch stört der Rest eines fremden Organismus bei der in Fig. 4a abgebildeten Klappe, wohl eines *Spirorbis*, bei den anderen Stücken die noch mangelhaftere Erhaltung. Immer-

hin scheinen die Rippen etwas breiter zu sein als die zwischenliegenden Furchen. Der Rand ist krenuliert.

Im Innern bemerkt man einen starken, etwa im rechten Winkel vom Schloßrand abgehenden Schloßfortsatz, der oben durch eine feine Furche zweiteilig **erscheint**. Ihn stützen zwei starke divergierende Septen. Von den Muskeleindrücken ist nichts zu erkennen.

Die geringe Größe und die Zartheit der Schale machen es wahrscheinlich, daß es sich nur um eine Jugendform handelt. Die Zweilappigkeit könnte ein recht bezeichnendes Merkmal abgeben. Doch ist es nicht sicher, ob diese Gestaltung des Vorderrandes die Regel ist; denn nur an zwei Stücken war dieser erhalten, und andere Arten mit einfachem Vorderrande können gelegentlich ja auch zweilappig werden wie *Streptorhynchus pelargonatus* SCHLOTH. spec.<sup>1)</sup>. Unter den Arten des Guadalupians zeigt keine dieses Merkmal.

*Streptorhynchus* spec. 2.

Taf. XXXVIII, Fig. 5a und b.

Diese Form ist nur in einem einzigen, sehr kleinen, aber doppelklappigen Exemplar vertreten. Es ist etwas deformiert, da es offenbar mit dem größten Teile der Stielklappe festgewachsen war, derart, daß auch ein Teil des Vorderrandes in Mitleidenchaft gezogen wurde, wie Fig. 5a auf der linken unteren Seite zeigt.

Die Stielklappe hat daher einen unregelmäßig elliptischen Umriß. Die Länge des Schloßrandes kommt der größten Breite gleich. Die mäßig hohe Area ist ziemlich scharf von den Seiten abgesetzt und stark rückwärts geneigt. Das kräftighervortretende Pseudodeltidium nimmt am Schloßrand etwa ein Viertel von dessen Länge ein.

Die Oberfläche dieser Klappe zeigt, wohl infolge ihrer Anheftung, keinerlei Berippung, ist vielmehr, soweit jene reichte, unregelmäßig rauh, außerhalb dieses angehefteten Teiles aber glatt und wulstförmig vorgewölbt.

Die Armklappe hat schief halbkreisförmigen Umriß, wenn man von der Zustützung durch die Anheftungsfläche absieht, und ist nur schwach konvex. Sie weist im Gegensatz zur anderen Klappe zahlreiche feine, alternierende Rippen auf, über deren nähere Natur auch hier wegen der im Verhältnis zur geringen Größe der Schale zu rauhen Verkieselung sich Genaueres nicht sagen läßt. Jedenfalls fehlt aber eine konzentrische Skulptur.

<sup>1)</sup> Vgl. z. B. W. KING: A monograph of the permian fossils of England. London 1850. Taf. X, Fig. 18 und 23.



*Richthofenia permiana* SHUMARD spec.

Taf. XXXVIII, Fig. 6a und b.

1859. *Crania permiana* B. F. SHUMARD: Notice of fossils from the permian strata of Texas and New Mexico. Trans. Acad. Science St. Louis, I, S. 395. — Jahreszahl des Bandes: 1860.
1908. *Richthofenia permiana* G. H. Girty: The Guadalupian Fauna. U. S. G. S. Prof. Pap. 58, S. 283–286. — Taf. XIV, Fig. 27–27d; Taf. XX, Fig. 23; Taf. XXII, Fig. 6–6b; Taf. XXIV, Fig. 10 bis 10a; Taf. XXXI, Fig. 1–3.

Dieses interessante, in Amerika bisher wohl nur aus dem südwestlichen Texas und dem anstoßenden Neu-Mexiko bekannt gewordene Brachiopod ist auch im Pichagua-Material vertreten, freilich nur in einem einzigen, unvollständigen Exemplar von 12½ mm Länge und 13½ mm größtem Durchmesser.

Die dünne Deckelklappe ist in die Ventralschale tief eingesenkt und dabei in mehrere Teile geborsten und geknickt; die Ränder der Ventralschale sind teilweise über die Oberschale übergebogen, auch fehlt ein Teil, so daß man einen etwa tangentialen Anschnitt erhält, der folgendes erkennen läßt: das Innere ist mit weißer opalartiger Kieselsäure erfüllt. An dieser Seite erkennt man gut die blasenförmige Struktur der mittleren Schalenschicht. Von einer Kammerung ist im Gegensatz zu den indischen und chinesischen Richthofenien, aber in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen Girty's bei seiner *Richthofenia permiana* nichts zu sehen. Die runden, ziemlich regelmäßig angeordneten Löcher, welche unsere Figur 6a links oben, 6b an der rechten Seite zeigt, finden sich zwar nicht auf Girty's Abbildungen; doch kommen sie an dem vorliegenden Stücke wohl nur zufällig durch die Art der Erhaltung bzw. das Fehlen eines Teiles des Oberrandes der Ventralschale zum Vorschein. Der folgende Satz Girty's<sup>1)</sup> scheint mir aber zu beweisen, daß dieselben Poren auch bei den Stücken aus den Guadalupe-Schichten sich finden, was die Übereinstimmung wesentlich erhöht: „The inside of the shell below the opercular valve is uneven, though fairly smooth, the chief feature of mark being the presence of a few small tubes parallel to the wall and partly sunk in it, the upper ends of which are open and directed toward the aperture. These without much doubt are connected with the hollow tubular spines. Above the position of the dorsal valve the interior of the shell is rough, being pustulose and pitted. The pits are the same size as the perforations of the spines, but apparently, they do not extend to the outer surface“.

Da die Partie mit den Löchern bei dem Pichagua-Stück über der allerdings noch etwas weiter eingebrochenen Deckel-

<sup>1)</sup> Girty: a. a. O. S. 285.

klappe liegt und diese anscheinend auch nicht bis zur Außenfläche durchgingen, handelt es sich wahrscheinlich um die in den beiden letzten Sätzen GIRTYS erwähnten Löcher.

Die Schloßregion ist nicht erhalten, stak daher wohl in dem abgebrochenen Teil. Wenn auf Fig. 6a der äußere Umriß der Ventralschale so sehr unregelmäßig aussieht, während GIRTYS Abbildungen verhältnismäßig glatte Oberflächen anzeigen, so rührt das wohl daher, daß bei dem vorliegenden Exemplar die äußere Schalenschicht größtenteils zerstört ist und dann die mittlere blasige eine raue Oberfläche ergab, was bei nicht ganz gleichmäßiger Verkieselung nach dem Herausätzen mit Salzsäure noch verstärkt werden mußte.

*Spiriferina Haarmanni* nov. spec.

Taf. XXXVIII, Fig. 7a—c, Taf. XXXIX, Fig. 1a—c.

Die große Form ist in zwei ziemlich vollständig erhaltenen Exemplaren vertreten, deren eines beim Herausätzen mit Salzsäure in die beiden fast ganz von Gestein befreiten Einzelklappen auseinanderfiel, die das Innere gut erkennen lassen.

Der Umriß des Gehäuses ist unterhalb der Schloßlinie der eines rechtwinkligen Dreiecks, dessen Basis die Schloßlinie darstellt, oberhalb dieser der eines stumpfwinkligen. Dabei besteht aber nicht völlige Symmetrie, es ist vielmehr bei dem zweiklappigen Exemplar der eine der beiden Flügel ein wenig länger und spitzer als der andere, bei dem zweiten Stück sind die beiden Seiten sogar recht ungleich ausgebildet, nur daß bei diesem der spitzere Flügel umgekehrt liegt. Außerdem steht hier die Ebene von Sinus und Wulst nicht senkrecht auf der Schloßlinie.

Das fast vollständige zweiklappige Exemplar Taf. XXXVIII, Fig. 7a bis c mißt in der Höhe 24 mm, in der Breite  $32 + ?$  mm, in der Dicke 20 mm.

Die Stielklappe ist mäßig gewölbt, die Area ziemlich hoch, konkav, in ihrem unteren Teile um etwa  $100^{\circ}$  gegen die Ebene der Commissuren geneigt; in der Nähe des Schnabels mit deutlicher Kante, weiterhin weniger deutlich gegen den übrigen Schalenteil abgesetzt. Der spitze Schnabel ist gekrümmt, das Schnabelloch groß, von der Form eines spitzwinkligen gleichseitigen Dreiecks. Wie schon aus der Darstellung des Umrisses hervorgeht, bezeichnet die gerade Schloßlinie die größte Breite der Klappe. Der Sinus ist nicht viel breiter als die seitlichen Furchen. In seinem Grunde besitzt er aber im Gegensatz zu diesen eine mittlere konvexe Erhebung, die zu beiden Seiten von entsprechend schwachen Rinnen begleitet wird. Die Seiten tragen fünf im Querschnitt dreieckige Rippen, von denen die

letzte links jedoch kaum mehr als angedeutet ist. Ihre Grate erscheinen z. T. wie angefressen und dadurch abgestumpft. Die Furchen sind ebenso breit wie die Rippen.

Die Brachialklappe ist weniger stark gewölbt als die Stielklappe, besitzt einen kleinen, wenig vorragenden Wirbel und eine sehr schmale Area. Der Wulst ist wenigstens bei dem einen Stück wenig breiter als die Rippen, übertrifft diese aber an Höhe und springt am Stirnrand nasenartig vor. Er ist durchaus gerundet<sup>1)</sup> und trägt bei dem Stück Taf. XXXVIII Fig. 7a an den Seiten, bei dem anderen Taf. XXXIX, Fig. 1a nur auf einer Seite je eine kurze undeutliche Falte. Die Flügel tragen vier Rippen von gleichem Querschnitt wie die der Stielklappe. Sie enden in beiden Klappen mit steilem Abfall, so daß an der Stirn eine breite Ebene zustande kommt, welche die Schale gleichsam quer abschneidet.

Die Oberfläche zeigt namentlich in der Nähe des Stirnrandes kräftige Anwachs-lamellen, die auf den Rippen dachziegelförmige Höcker hervorrufen. Die Punktierung der Schale ist recht grob und schon mit bloßem Auge deutlich zu erkennen. Man zählt in der Nähe des Stirnrandes 3—4 Poren auf ein Millimeter, wobei die Zwischenräume weniger breit sind als sie selbst. Da sie außerdem, wenigstens im vorliegenden Erhaltungszustand, die Schale ganz durchbohren — die innere Öffnung ist dabei kleiner als die äußere —, so erscheint die Schale an der Stirn fast schwammig.

Über die Eigenschaften des Schlosses gibt das Exemplar Taf. XXXIX, Fig. 1b und 1c Aufschluß: in der Stielklappe bemerkt man kräftige Zähne, die am Rande des Schnabels in schwachen Wülsten ihre Fortsetzung finden und im Innern von starken Zahnstützen getragen werden. Das Medianseptum ist — offenbar aber nur infolge nachträglicher Zerstörung — nicht sehr hoch. Eine Callosität im Innern des Wirbels, wie sie nach HALL und CLARKE bei einigen paläozoischen Spiriferinen vorkommt, ist hier nicht festzustellen.

Die Brachialklappe, Taf. XXXIX, Fig. 1b, weist scharf begrenzte tiefe Zahngruben auf, die hohen und scharfen Schloßplatten distal in zahnartigen Vorsprüngen, die hoch über die Area vorragen. Die zwischen ihnen gelegene vertiefte Fläche entsendet die Cruren, von denen aber nur die Anfänge erhalten sind, und wird in der Nähe ihres Ansatzpunktes durch ohrförmige Vertiefungen weiter gegliedert, in der Mitte aber noch durch eine kleine, wohl etwas zerstörte rundliche Erhöhung, den Schloßfortsatz, der in dem zweiklappigen Exemplar als dickerer Knopf durch

<sup>1)</sup> Die Verflachung und Vertiefung,\* wie sie auf Fig. 7a zu sehen ist, dürfte auf Anfressung zurückzuführen sein.

die Schnabelöffnung hindurch sichtbar wird. Diese Verhältnisse erinnern sehr an diejenigen, die HALL und CLARKE von *Spirifer perlamellosus* HALL aus dem Carbon abbilden<sup>1)</sup>, doch fehlt bei dieser Form die mittlere Erhebung, und die Autoren fassen hier den ganzen zwischen den Schloßplatten gelegenen Teil als Schloßfortsatz auf.

Andererseits besitzt aber gerade dieser *Spirifer* im Gegensatz zu der überwiegenden Mehrzahl der Formen aus dieser Gattung ein hohes Medianseptum in der Stielklappe. Auch im Äußeren ähnelt die Art manchen *Spiriferinen*, und es ist bemerkenswert, daß HALL und CLARKE die *Spiriferinen* gerade von der Gruppe der „*lamellosi-septati*“, zu der sie *Spirifer perlamellosus* rechnen, ableiten (a. a. O. S. 53).

Auf den ersten inneren Rippen bemerkt man deutliche Muskeleindrücke in Gestalt rauher Verflachungen, die kaum die halbe Länge der Rippen erreichen. In der Mittellinie sieht man ein sehr feines, kurzes und niedriges Medianseptum.

Bei dem zweiklappigen Stücke sind durch eine Lücke in der Stielklappe Teile der Armspiralen sichtbar, die offenbar keine Stacheln getragen haben (Taf. XXXVIII, Fig. 7b).

*Spiriferina Haarmanni* gehört ohne Zweifel in die WAAGENSche Gruppe der *Spiriferina cristata* SCHLOTH., und zeigt ganz besonders nahe Beziehungen zu der im Productus-Kalk der Salt-Range vorkommenden *Spiriferina nasuta* WAAGEN, was sich außer durch den Vergleich mit den WAAGENSchen Abbildungen<sup>2)</sup> auch durch unmittelbaren Vergleich mit von KOKEN in der Salt-Range gesammelten und mit diesem Namen etikettierten Stücken ergab, die mir liebenswürdigerweise durch Herrn v. HUENE<sup>3)</sup> zugesandt wurden. Von den vier Exemplaren dürfte aber eines der in der Salt-Range viel häufigeren *Spiriferina cristata* SCHLOTH. angehören, zwei dagegen passen zu der Beschreibung und den Abbildungen WAAGENS. Es ergeben sich nun folgende Unterschiede zwischen *Spiriferina Haarmanni* und *Spiriferina nasuta*: bei dieser ist der Umriss mehr gerundet, die Stielklappe ist nicht ganz so stark gewölbt, die Arealkanten sind gerundeter, der Schnabel weniger gekrümmt, die Rippen, deren in der Stielklappe nur vier vorhanden sind, weniger kräftig, gerundeter. Der Sinus ist flacher, aber viel breiter, springt auch am Vorderrande viel weiter vor, zudem ist die schwache mittlere Erhebung breiter.

<sup>1)</sup> HALL und CLARKE: a. a. O., Taf. XXXV, Fig. 13.

<sup>2)</sup> W. WAAGEN: Salt-Range fossils, Productus limestone. Mem. Geol. Survey of India, ser. XIII, I, 1887, S. 504–505. Taf. XLIX, Fig. 1 und 2.

<sup>3)</sup> Herrn v. HUENE danke ich auch an dieser Stelle verbindlichst hierfür.

In der Brachialklappe gilt bezüglich der Rippen dasselbe, während der Wulst um so deutlicher erscheint und an der Stirn die charakteristische Nase bildet, nach der WAAGEN diese Art benannte; seitliche Falten fehlen dem Wulst. Die sonst in der Literatur abgebildeten Stücke<sup>1)</sup> zeigen mehr oder weniger dieselben Unterschiede, vor allem sind immer Wulst und Sinus in der angegebenen Weise abweichend ausgebildet. So viel darf man aber sagen: es handelt sich bei der mexikanischen Art offenbar um eine vikariierende Form der indischen bzw. der chinesischen.

Nahe Beziehungen bestehen ferner zu der *Spiriferina Schellwieni* GEM.<sup>2)</sup> Auch hier ergibt sich als ein Hauptunterschied von *Spiriferina Haarmanni*, daß ebenfalls Sinus und Wulst viel breiter sind.

Es hat aber den Anschein, als ob in der Salt-Range-Fauna eine der mexikanischen vollkommen gleichende Form vorkäme. Unter den vier Tübinger Stücken war nämlich eines, das schmalen Sinus und Wulst besitzt, kräftigere Rippen und anscheinend auch mehr dreieckigen Umriß als *Sp. nasuta* hat. Da aber größere Teile der Flügel fehlten, war die Identität nicht mit ausreichender Sicherheit festzustellen. Eine Bearbeitung der reichen KOKENSchen Sammlungen wird gewiß auch hierüber Aufklärung bringen.

*Spiriferina Hilli* Girty.

Taf. XXXIX, Fig. 2–9.

1908. Girty: a. a. O. S. 379, Taf. XXX, Fig. 15, 15a, 15b.

Zu dieser Art stelle ich eine kleine, meist nur in losen Einzelklappen vorkommende *Spiriferina* von großer Zartheit, die am Pichagua viel häufiger zu sein scheint als die große *Sp. Haarmanni*, wie ähnlich auch nach WAAGEN die dieser verwandte *Sp. nasuta* in der Salt-Range, nach GEMMELLARO die *Sp. Schellwieni* bei Palermo gegenüber manchen kleineren Formen sich durch große Seltenheit auszeichnen und in der Guadalupe-Fauna überhaupt keine entsprechende Form vorzukommen scheint.

Mit den Abbildungen GIRTYS, dem nur ein einziges Stück zur Verfügung stand, stimmen die vorliegenden ganz gut überein, höchstens ist die Wölbung der Stielklappe hier etwas ge-

<sup>1)</sup> Vgl. FRECH in RICHTHOFEN: China, Bd. V, Berlin 1911, Taf. 24, Fig. 1a, b und c. Sowie TSCHERNYSCHEW: Die oberkarbonischen Brachiopoden des Ural und des Timan. Mém. Com. Géol. XVI, Nr. 2, S. 517–518, Taf. 38, Fig. 3 und 4. Hier wird die *Spiriferina Panderi* MÖLLER als synonym mit *Sp. nasuta* WAAGEN aufgefaßt, deren Name, da ersterer schon 1862 gegeben wurde, gegen diesen zurücktreten müsse.

<sup>2)</sup> GEMMELLARO: La Fauna dei calcari con Fusulina della valle del Fiume Sosio. 1887–1899. Fasc. IV, S. 294–295, Taf. XXX, Fig. 49–51.

ringer. Die Beschreibung GIRTYS ist nicht sehr eingehend, so daß hier an der Hand des reicheren Materials einiges hinzugefügt werden möge. Die größte Breite liegt ein wenig unterhalb — vor — dem Schloßrand, während die Bezeichnung „transverse“ bei GIRTY darauf schließen ließe, daß sie in ihr läge. GIRTYS Abbildung aber zeigt auf der rechten Seite die Flügelendigung der mexikanischen Stücke. In der Stielklappe zeichnet sich die erste Rippe jederseits des Sinus durch kräftigere Entwicklung und bessere Rundung vor den übrigen aus. Der Schalenrand springt am Sinus weit zungenförmig vor, was GIRTY gleichfalls nicht erwähnt, aber in seiner Fig. 15a zu erkennen ist. In der Mittellinie des Sinus verläuft eine meist gut ausgeprägte feine Erhebung. In dem großen Stück Fig. 2 trägt die Stielklappe fünf in ziemlich gleichmäßigen Abständen aufeinanderfolgende konzentrische Lamellen, während der übrige Schalenteil glatt ist.

Die Schalenstruktur ist wegen der Verkieselung nicht mehr erkennbar.

Hingegen lassen sich manche Charaktere des Innern gut beobachten. Die Stielklappe zunächst zeigt ein sehr zartes hohes und dreieckiges Medianseptum, das aber kaum die halbe Schalenlänge erreicht, ferner deutliche Zähne und Zahnstützen. In der Brachialklappe bemerkt man am Schloßrand die tiefen Zahngruben, die nach der Mittellinie der Schale zu von den kräftigen, hohen und zahnförmig herausspringenden Zahnplatten begrenzt werden. Diese wiederum schließen ein vertieftes, durch eine längliche mittlere Erhebung in zwei Teile geteiltes Feld ein, von dessen Vorderrand aus die konvergierenden Crura entspringen, die ohne erkennbare Grenze in die absteigenden ersten Lamellen der Spiralarms übergehen, welche letzteren freilich nicht erhalten sind. Dort, wo sich die absteigenden Lamellen am meisten nähern, finden sich in dem Exemplar Fig. 8 noch winzige Reste der Querbrücke, die immerhin erkennen lassen, daß die Äste nach dem vorderen Teil der anderen Klappe zu konvergierten und somit ein ähnliches Querband anzunehmen ist, wie es nach HALL und CLARKE<sup>1)</sup> die oberkarbonische *Spiriferina kentuckiensis* SHUMARD besitzt. Von einem Medianseptum ist in dieser Klappe nur eine kurze und schwache Andeutung vorhanden. Die Muskeleindrücke sind nicht wahrzunehmen.

In den Figuren 6 und 7 sind zwei winzige Einzelklappen abgebildet, die m. E. als Jugendformen der vorliegenden Art anzusprechen sind. Die schon ziemlich stark gewölbte, 2 mm

<sup>1)</sup> HALL und CLARKE: a. a. O. II, S. 52, Fig. 41.

breite Stielklappe läßt nur eben einen schwachen Sinus erkennen, die 3 mm breite Brachialklappe außer dem recht breiten flachen Wulst je zwei seitliche sehr flache Falten.

Obwohl die äußeren Merkmale dieser Art von denen der vorhergehenden nicht unerheblich abweichen, zeigt sich doch in den Charakteren des Schlosses große Übereinstimmung, so daß möglicherweise die Verwandtschaft zwischen beiden größer ist, als es zunächst scheinen möchte, und dann auch *Sp. Hilli* zur Gruppe der *Sp. cristata* SCHLOTH. gehören würde. GIRTY nimmt sogar eine enge Verwandtschaft mit *Sp. cristata* selbst an, was aber nach dem hier behandelten Material schwerlich aufrecht zu erhalten ist. Eher könnte man die von WAAGEN zur gleichen Gruppe bestellte *Sp. multiplicata* SOW. zum Vergleich heranziehen, die gleichfalls im Productuskalk vorkommt.

*Retzia (Hustedia) Meekana* SHUMARD.

Taf. XXXIX, Fig. 10a, 10b, 10c.

- 1858 *Retzia* (?) *Meekana*. SHUMARD: Trans. Acad. Science St. Louis, I, S. 295. (Der Band trägt die Jahreszahl 1860.)  
 1859 *Retzia Meekiana*. SHUMARD: ibidem S. 395, Taf. 11, Fig. 7a und 7b.  
 1887 *Eumetria indica*. WAAGEN: Salt Range fossils. Productus limestone. S. 493—494, Taf. 35, Fig. 1 und 2.  
 1897 *Hustedia* (?) *meekana*. SCHUCHERT: Synopsis of american fossils brachiopoda. Bull. U. S. Geol. Survey Nr. 87, S. 231.  
 1902 *Hustedia indica*. TSCHERNYSCHEW: Die oberkarbonischen Brachiopoden des Ural und Timan. S. 512, Taf. 47, Fig. 12.  
 1908 *Hustedia meekana*. GIRTY: Guadalupian Fauna, S. 394—396, Taf. 14, Fig. 22—26a, Taf. 21, Fig. 5—8a, Taf. 24, Fig. 14 und 14a, Taf. 29, Fig. 8, Taf. 30, Fig. 16 und 17.

Nach dem mir vorliegenden Material zu urteilen, ist *Retzia Meekana* am Pichagua das häufigste Brachiopod, wie es auch GIRTY als sehr gemein namentlich aus dem weißen Kalk der „Capitan Formation“ anführt. Die größten haben allerdings nur eine Größe von 11 mm, während GIRTY solche von 17 mm Länge vor Augen gehabt hat. Stimmen auch einige Stücke sonst vollkommen mit den entsprechenden Abbildungen GIRTYs überein, so zeigt doch die Mehrzahl eine leichte Abweichung insofern, als bei ihnen die Brachialklappe eine stärkere Wölbung aufweist, so daß sich eine mehr kugelige Form ergibt. Hierin ist eine örtliche Varietät zu erblicken, die als var. *mexicana* bezeichnet werden mag. Zur Abtrennung einer eigenen Art scheint mir diese kleine Abweichung bei weitem nicht auszureichen, treffen wir doch gerade bei Brachiopodenarten derartige oft genug an.

Der Erhaltungszustand mit scheinbaren Sekundärrippen, den SHUMARD irrthümlicherweise als normal angesehen hatte, kommt hier, und zwar wahrscheinlich wegen der Verkieselung, nicht vor.

A. a. O.S. 391 spricht GIRTY die Vermutung aus, daß *Hustedia Meekana* identisch sein möchte mit *Eumetria indica* WAAGEN. Wenn ein Unterschied bestehe, könne es vielleicht nur in der Winkligkeit bzw. Rundung der Rippen gefunden werden. Nach den mir vorliegenden, von KOKEN bei Chideru in der Salt Range gesammelten Stücken gibt es aber bei der indischen Art solche, bei denen die Rippen nicht so stark gerundet sind wie auf den Abbildungen WAAGENS, die also auch in dieser Beziehung ähnlich sind. Eines der vier Stücke stimmte überhaupt vollständig mit einem gleichgroßen von Pichagua überein. Die drei anderen zeigen ebenso wie zwei Exemplare aus der Sammlung der Berliner Bergakademie, die mir Herr Professor RAUFF gütigst zu vergleichen gestattete, folgende geringfügige Abweichungen: sie besitzen etwas schmalere Rippen und sind im ganzen etwas länger als breit, die Stielklappe ist stärker gewölbt, Abweichungen, die m. E. nicht ausreichen, um hierauf Artenunterschiede zu begründen, zumal auch die von WAAGEN abgebildeten Stücke 1d und 2d in der Stärke der Wölbung der beiden Klappen erheblich voneinander abweichen. Da nun der Name *Retzia Meekana* die Priorität vor dem WAAGENSchen besitzt, muß er auch für die indischen Stücke angenommen werden, doch wird man wohl zweckmäßig einige Varietäten oder Mutationen unterscheiden, derart, daß beispielsweise die Figuren 1 und 2, Tafel 35, bei WAAGEN als var. *indica* bezeichnet würden. Die Bearbeitung der reichen Aufsammlungen KOKENS wird hierüber gewiß Klarheit schaffen.

Daß die *Eumetria indica* WAAGEN zur „Gattung“ *Hustedia* zu stellen ist, haben schon HALL und CLARKE (Pal. of New York, VIII, S. 112) nach den äußeren Merkmalen angenommen. Wie gleich gezeigt wird, stimmen aber auch die Verhältnisse am Schloß und Armapparat sehr gut mit den von der Gattung *Hustedia* angegebenen überein.

Dank der Verkieselung und dem Umstande, daß die herausgeätzten Schalen z. T. leicht in ihre beiden Klappen auseinanderfielen, waren sie ziemlich gut zu beobachten. Allerdings war zur Herstellung untenstehender Figuren Kombination aus verschiedenen Individuen notwendig, da namentlich von den Armgerüsten jedesmal nur mehr oder minder große Teile erhalten waren oder eine zu starke Inkrustation mit Quarzkryställchen stattgefunden hatte.

In der Stielklappe bemerkt man am Schloßrand zwei mäßig kräftige Zähne, denen Zahngruben der Brachialklappe entsprechen. Zwischen diesen springt in wagerechter Richtung ein gut entwickelter Schloßfortsatz vor, dessen breite wulstige Stirn durch eine schwache Einkerbung leicht zweilappig erscheint.



An seinen Seiten entspringen zwei kräftige, senkrecht noch oben strebende Hörner, welche die Verankerung mit der andern Klappe im Verein mit den Zähnen dieser letzteren recht wirksam gestalten. Die Oberseite des Fortsatzes erscheint tief ausgehöhlt, unter ihm aber verläuft, von innen herkommend, ein zartes bandförmiges Gebilde — „ligulate process“ HALL und CLARKE —, dessen distales Ende meist quer abgeschnitten, in einem Stücke



Fig. 1.

*Retzia (Hustedia) Meekana* Shumard, Brachialklappe mit Schloß, Anfangsteilen der Spiralarms und Verbindungsbrücke. Von der Seite gesehen.

aber gegabelt erscheint, was vielleicht nur durch Ausfaserung bedingt ist. Es mag als freie Fortsetzung des Septums aufzufassen sein, das am anderen Ende seinen Ursprung nimmt, bis zu etwa einem Viertel der Schalenlänge herabläuft und anscheinend auch nur geringe Höhe erreichte. Die angegebenen Verhältnisse finden wir in ihren Grundzügen bei der im nordamerikanischen Carbon so verbreiteten *Hustedia Mormoni* MARCOU wieder (vgl. Abbildungen in HALL und CLARKE, Tafel 37, Fig. 19 und 20). Die Hörner sind aber nicht so kräftig und streben nicht so auffällig in die Höhe und das Septum reicht nach den genannten Autoren bis zu einem Drittel der Länge, ist also länger. Mehr Übereinstimmung finden wir noch, wie zu erwarten, bei der auch sonst ähnlichen *Eumetria grandicosta* (DAV.) WAAGEN, die von HALL und CLARKE gleichfalls zu ihrer Gattung *Hustedia* gestellt werden, und deren innere Verhältnisse WAAGEN in der Textfigur S. 488 a. a. O. darstellt<sup>1)</sup>.

Die Hörner am Schloßfortsatz haben hier ähnliche Form und Richtung wie bei *Hustedia Meekana*, das Septum ist ebenso kurz, dabei aber ein wenig höher, doch geht aus der Bemerkung

<sup>1)</sup> Für Var. *Eumetria indica* gibt WAAGEN keine das Innere darstellende Figur.

WAAGENS, daß es in manchen Fällen rudimentär zu sein scheine, hervor, daß hierin keine Beständigkeit herrscht.

Ein wichtiges Kennzeichen der Gattung *Hustedia* ist nach HALL und CLARKE ein im Inneren des Wirbels auftretendes, an das Deltidium angeheftetes, auf der entgegengesetzten Seite aber gespaltenes Rohr. Auch dieses glaube ich mit einiger Sicherheit feststellen zu können, nur war nicht auszumachen, ob es gespalten ist.

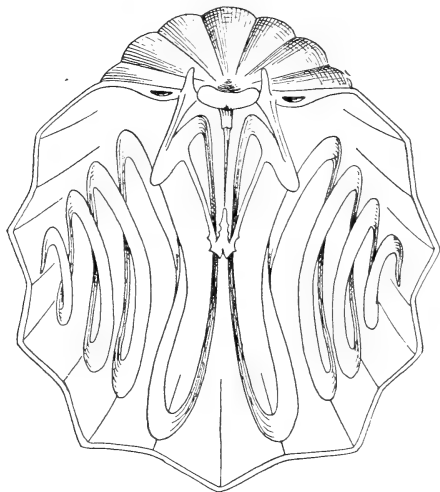


Fig. 2.

*Retzia (Hustedia) meekana* SHUMARD, Inneres der Brachialklappe.

Das Armgerüst läßt folgende Merkmale erkennen: an den Seiten des Schloßfortsatzes, mit ihrer breiten Basis jedoch unter diesen reichend, entspringen die zarten Crura, die unter leichter Divergenz fast wagerecht vorwärts gerichtet sind. An das distale Ende heften sich die aus 4 bis 6 Windungen bestehenden einfachen Spiralkegel an. Die zarte Verbindungsstelle war freilich in allen Präparaten zerbrochen, doch machte die Lage der einzelnen Teile es wahrscheinlich, daß sie so aussieht wie sie in den Figuren 1 und 2 dargestellt ist. Der Anfangsteil des ersten Spiralbandes ist bisweilen flügelartig verbreitert. Schon nach sehr kurzem Verlauf gehen die Äste der Verbindungsbrücke ab und treffen ziemlich genau im Mittelpunkt der ganzen Schale zusammen, um dann eine unter rechtem Winkel zu ihnen gestellte, schräg aufwärts strebende Spitze zu bilden, die selbst ebenso wie die benachbarten Teile der Schenkel mit kleinen Dornen besetzt ist. Die Verbindungsbrücke ist also sehr

ähnlich gebaut wie die von *Hustedia Mormoni*<sup>1)</sup>. Die Entfernung des Ansatzpunktes aber von dem Beginn der Spiralbänder ist bei dieser Art erheblich größer, hingegen stimmen diese Verhältnisse wiederum besser mit denen der indischen Art überein.

Wenn in der WAAGENSchen Figur die Dornen an der hakenartigen Spitze fehlen, so liegt das vielleicht nur an der Erhaltung seines Materials, wie denn so zarte Teilchen wohl überhaupt verhältnismäßig selten zur Beobachtung gelangen werden. Die flügelartige Verbreiterung des Anfangsteiles der Spiralbänder ist nach WAAGEN bei *Hustedia grandicosta* die Regel, doch nicht immer so ausgesprochen wie auf seiner Abbildung.

Ähnlich wie bei dieser Art nähern sich auch bei der vorliegenden die Spiralkegel an der Dorsalseite sehr stark, wie in Fig. 1 angedeutet ist. An einem losen Spiralstück war auch eine leichte Zähnelung des Außenrandes festzustellen, wie sie nach DERBY<sup>2)</sup> bei *Hustedia Mormoni* vorkommt. Da ich sie aber sonst nicht beobachtete, mag es sich nur um einen Erhaltungszustand handeln. Zeigt sich also schon in obigem eine große Verwandtschaft der *Hustedia Meekana* mit der *Hustedia grandicosta* — die größer ist als die mit der gleichfalls amerikanischen *H. Mormoni* —, um wie viel größer muß dann die Übereinstimmung auch der inneren Teile mit der *Hustedia indica* sein, die wir ja oben, GIRTY folgend, schon wegen der äußeren Übereinstimmung als synonym angesehen hatten!

*Dielasma Guadalupeensis* GIRTY.

GIRTY: a. a. O. S. 333—334, Taf. 16, Fig. 6—7a; Taf. 21, Fig. 22 und 22a  
Taf. XXXIX, Fig. 11a, b und c.

Von diesem Brachiopod ist nur ein Stück vorhanden. Wenn ihm auch die Gegend des Schnabels fehlt, so stimmen doch die übrigen Teile so gut mit den Darstellungen GIRTYs, insbesondere mit den Figuren 6 und 7 der Tafel 16 überein, daß mir die Bestimmung nichtzweifelhaft erscheint. Daß die äußerlich ähnliche Gattung *Hemiptychina* nicht in Betracht kommen kann, beweist der Querbruch in der Schnabelgegend, der stark entwickelte, von den Zähnen bis zur gegenüberliegenden Schalenwand reichende Zahnstützen erkennen läßt, wie sie bei *Dielasma* und *Dielasma* auftreten.

<sup>1)</sup> HALL und CLARKE: a. a. O. S. 798, Fig. S. 798.

<sup>2)</sup> DERBY, O. A.: On the Carboniferous Brachiopoda of Itaituba, Rio Tapajos, Prof. of Pará, Brazil. Bulletin of the Cornell University (Science) I, No. 1 und 2, S. 6, *Eumetria punctulifera* SHUMARD im Text = *Eumetria Mormoni* MARCOU in den Tafelerklärungen!

*Dielasma* cf. *biplex* WAAGEN.

Taf. XXXIX, Fig. 12a und b.

*Dielasma biplex* WAAGEN: a. a. O. S. 349–351, Taf. 25, Fig. 3, 4, 5

Das einzige, unvollständige Exemplar stimmt gut mit den Abbildungen der indischen Art, insbesondere mit Fig. 4 überein. Da aber ziemlich erhebliche Teile der Schale fehlen, kann die Identität freilich nicht mit völliger Sicherheit festgestellt werden.

Es finden sich in dem Rückstand des in Salzsäure aufgelösten Kalkes noch Reste anderer Brachiopoden und zwar von *Terebratuliden* und *Rhynchonelliden*, deren Bestimmung aber zu unsicher ist, als daß es sich lohnte, sie hier zu behandeln. Weiter trifft man in dem Rückstande Bruchstücke von *Bivalven*; so ist auf einem unversehrten Kalkbrocken der undeutliche Umriß einer *Liebea* zu erkennen. Auch Gastropoden sind, anscheinend freilich recht spärlich, vertreten. Die nicht seltenen Trochitenbruchstücke endlich beweisen das Vorkommen von *Crinoiden*.

Es ergibt sich hiernach, daß eine erneute Ausbeutung des Fundortes höchst wahrscheinlich noch eine reiche Fauna liefern wird.

## Das Alter des Pichagua-Kalks.

Es ist klar, daß eine Altersbestimmung des Pichagua-Kalks auf Grund der eben beschriebenen Fauna nicht durchaus sicher sein kann; eine so kleine Anzahl von Arten aus einer offenbar an sich reichen Fauna kann ja nicht viel mehr als ein Zufallsbild ergeben und jeder auch nur faustgroße Kalkbrocken könnte dieses Bild nach Herausätzen der Fossilien mit Salzsäure verändern. Dennoch kann man mit großer Wahrscheinlichkeit die Gleichaltrigkeit mit den Guadalupe-Schichten der Trans-Pecos-Region in Texas feststellen: von den elf beschriebenen Arten sind nämlich zunächst fünf mit solchen, die in den Guadalupe-Schichten und sonst nirgends in Nordamerika vorkommen, identisch. Es sind dies die folgenden: *Cladopora spinulata*, *Richthofenia permiana*, *Siriferina Hilli*, *Retzia (Hustedia) Meekana* und *Dielasmina Guadalupeensis*. Von den übrigen Formen bringen die kleinen *Streptorhynchis* keinen fremdartigen Zug hinein, wenn man berücksichtigt, daß Girty eine Reihe z. T. recht ähnlicher Arten, wie *Str. gregarium* und *pygmaeum* beschreibt. Ebensowenig gilt dies von *Spiriferina Haarmanni* und *Dielasma* cf. *biplex*. Die Gattung *Cyathaxonia* ist dagegen in den Guadalupe-Schichten nicht vertreten oder noch nicht gefunden; auch fehlt sie in den anderen zum Vergleich herangezogenen Faunen. Ihr Auftreten in einer permischen Fauna ist, da sie ja ihre Hauptverbreitung im Carbon besitzt, viel

weniger auffallend als die von GIRTY in den Guadalupe-Schichten angeführte *Lindstroemia*, die doch besonders in Unter- und Obersilur vorkommt.

Bei den engen Beziehungen, die zwischen den Guadalupe-Schichten und dem indischen Productus-Kalk bestehen, kann es weiterhin nicht wundernehmen, daß sich auch inletzterem Formen des Pichagua-Kalkes wiederfinden, ja man müßte dies sogar von vornherein vermuten. Gerade das offenbar häufigste Brachiopod des mexikanischen Vorkommens, *Retzia Meekana*, treffen wir dort wieder als WAAGENS *Eumetria indica*, die nach KOKEN<sup>1)</sup> zu den wichtigen Arten im Mittleren Productus-Kalk gehört. Mit *Dielasma bipler*, ebenfalls nach KOKEN<sup>2)</sup> eine wichtige Art dieser Stufe war, wie wir sahen, sehr wahrscheinlich die Tafel XXXIX, Fig. 12a und b abgebildete, leider nicht vollständige *Dielasma* vom Pichagua zu identifizieren und die neu beschriebene *Spiriferina Haarmanni* dürfte eine nahe Verwandte und wohl vikariierende Form der *Spiriferina nasuta* des Mittleren Productus-Kalks sein. Vielleicht kommt sogar hier wie dort die gleiche Form vor<sup>3)</sup>. In anderen bekannten Faunen findet sich immer nur eine oder die andere Art oder auch nur eine nahe Verwandte, so daß wir hier von diesen zum Zwecke der Altersbestimmung absehen können. Höchstens das wäre anzuführen, daß nach TSCHERNYSCHEW *Hustedia indica* = *Retzia Meekana* zu den charakteristischen Formen des Schwagerinenhorizontes im Ural gehört und daß hierin auch die von diesem Autor mit *Spiriferina nasuta* als synonym betrachtete *Sp. Panderi* vorkommt.

Von den drei Faunen weist also die auch räumlich ihr am nächsten liegende texanische die meisten Beziehungen zu der mexikanischen auf. Nun ist aber das Alter der Guadalupe-Schichten noch keineswegs mit voller Sicherheit festgestellt, und gerade der Bearbeiter der texanischen Fauna, GIRTY, kommt trotz des umfangreichen Materials weder in seiner Monographie<sup>4)</sup> noch in einer späteren Veröffentlichung zu einem eindeutigen Ergebnis. Sie können, so sagt er, in dieser letzteren im Jahre 1909<sup>5)</sup> dem russischen Artinsk-Perm entsprechen, sie können aber auch die Stellung der russischen Gelstufe einnehmen, also obercarbonisch sein. Ohne weiter auf die Diskussionen der amerikanischen

<sup>1)</sup> KOKEN, E: Indisches Perm und die permische Eiszeit. N. Jahrb. f. Min. usw. Festband zur Feier des 100 jährigen Bestehens. Stuttgart 1907. Liste S. 471 und 472.

<sup>2)</sup> KOKEN: a. a. O. S. 469—471.

<sup>3)</sup> Vgl. oben S. 495.

<sup>4)</sup> GIRTY: a. a. O.

<sup>5)</sup> The Guadalupian Fauna and new stratigraphic evidence. Ann. N. Y. Acad. Sci., XIX, Nr. 6, Teil I, 1909, S. 146.

Geologen in dieser Frage einzugehen, sei nur ein Satz aus der letzten großen Übersicht über die nordamerikanische Stratigraphie angeführt, der die Stellung der U.S. Geological Survey ausdrückt<sup>1)</sup>:

„Whether the Guadalupian fauna should be regarded as late Pennsylvanian or Permian is still an open question, but the weight of evidence is in favor of the Permian and that view has been adopted by the U. S. Geological Survey.“

Bedenkt man die vielerlei Beziehungen zu dem wenigstens von der Mehrzahl der deutschen Geologen als Perm anerkannten Productuskalk der indischen Salt-Range sowie zu dem gleichfalls permischen Siosiokalk Siziliens, so erscheint diese Stellungnahme sehr verständlich. Hiermit bekommt dann auch die Pichagua-Fauna permisches Alter, welches schon die mit dem Productuskalk gemeinsamen Arten nahelegen.

Es kann nun nicht auffallen, daß *Retzia* (*Hustedia*) *Meekana* sowie die mit *Spiriferina Haarmanni* nahe verwandte *Sp. Panderi* MÖLLER = *Sp. nasuta* WAAGEN in den Schwagerinenschichten des Urals vorkommen, da diese ja auch viele Arten mit dem Productuskalk gemeinsam haben. Es möge hier nur angeführt werden, was KOKEN über diesen Punkt sagt<sup>2)</sup>: „TSCHERNYSCHEW ist der sicheren Überzeugung, daß seine Schwagerinenstufe ein Äquivalent des mittleren Productuskalks ist. Man könnte versucht sein, seine Schlußfolgerung, daß der Productuskalk zum größeren Teil Obercarbon ist, umzudrehen, und eine Überprüfung der obersten Carbonstufen Rußlands ist nicht wohl zu umgehen, allein es muß auch dem Zeitverbrauch bei den Wanderungen der Tierwelt Rechnung getragen werden,“ und in einer zu diesem Satze gehörigen Anmerkung: „Das Vorkommen permischer Pflanzen im Obercarbon des Donjetz erregt z. B. Bedenken.“

<sup>1)</sup> BAILEY WILLIS: Index to the Stratigraphy of North America. U. S. G. S. Prof. Paper Nr. 71, Washington 1912, S. 360.

<sup>2)</sup> KOKEN: a. a. O. S. 523.

## 14. Neue Beobachtungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin über Untereocän, Paleocän? und Interglazial.

Von Herrn C. GAGEL.

Hierzu Tafel XL und 4 Textfiguren.

Die großartigen Schichtstörungen in der Kreide und im „Septarienton“ von Finkenwalde bei Stettin sind schon öfter Gegenstand schriftlicher und bildlicher Darstellungen gewesen, besonders von seiten F. WAHNSCHAFFES<sup>1)</sup> und FR. FRECHS<sup>2)</sup>. Nach der am besten begründeten Darstellung F. WAHNSCHAFFES liegt hier eine großartige, durch das Inlandeis bewirkte Aufstauchung, Faltung und Überkipfung von Kreide, Tertiär und älterem Diluvium vor, unter Überschiebung des ganzen gestauchten und überkippten Komplexes auf älteres Diluvium, während diskordant darüber das jüngere Diluvium liegt.

Als Schichten, die an dieser großartigen Überfaltung teilgenommen haben, werden Obersenon, unteroligocäne Knollensteine (Süßwasserquarzite) und Grünsande, mitteloligocäner Rupelton (Septarienton), Unterer Geschiebemergel, Unterer Sand und Kies nebst einer Konglomeratbank angeführt.

Bei mehrfachen Besuchen, die ich im Laufe der Jahre auf der Suche nach untereocänen Schichten den prachtvollen Aufschlüssen abstattete, die allerdings in den Tonpartien meist stark verstürzt sind, war ich zu der Überzeugung gekommen, daß hier außer dem Rupelton noch andere — kalkfreie, schwarze — Tertiärtone mit verfaltet seien, und aus einer persönlichen Angabe GOTTSCHES über merkwürdige Geoden von Finkenwalde im Hamburger Museum und aus Aufsammlungen meines Kollegen

<sup>1)</sup> F. WAHNSCHAFFE: Die Kreidegruben von Finkenwalde. Jahrb. Pr. Geol. L.-A. 1898, XVIII, S. 52—58. — Die glacialen Störungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin. Z. d. D. Geol. Ges. 1905, 56, Seite 24—35.

<sup>2)</sup> F. FRECH: Über glaciale Druck- und Faltungserscheinungen im Odergebiete. Z. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1901, 36, S. 219—229.

P. G. KRAUSE schloß ich auf die Anwesenheit von Eocän, doch wollte mir ein einwandfreier Nachweis dafür an Ort und Stelle bisher nicht gelingen. Im Herbst dieses Jahres 1914 waren infolge vorgenommener großartiger Abräumungsarbeiten die Aufschlüsse besonders schön und gestatteten eine ganze Anzahl neuer Beobachtungen, die über manche bisher strittige Fragen neues Licht und Entscheidung zu bringen, Gelegenheit gaben.

Um die Resultate meiner Beobachtungen gleich vorweg zusammenzufassen, so sind es folgende:

1. Der angebliche Septarienton von Finkenwalde ist kein einheitliches Gebilde, sondern eine großartige Quetschbreccie von grünlichgrauem, kalkhaltigem, typischem Rupelton mit Septarien, von schokoladenfarbigen, kalkfreien, typischen Braunkohlentonen bzw. Letten wahrscheinlich miocänen Alters, von kalkfreien brecciösen, bröckeligen, dunkelbraunen Tonen und Letten, die sehr wenig plastisch sind, von sehr fetten, pechschwarzen bis schwarzbraunen, kalkfreien, z. T. glimmerhaltigen Tonen unbekannter Alters, von schwach kalkhaltigen, tiefgrünen, alttertiären Tonen, von kalkfreien, grauen und grünlichen Untereocäntonen mit Toneisensteingeoden unverkennbarer Beschaffenheit.

Diese verschiedenen Komponenten, zu denen noch dünne Schlieren und Streifen von Glaukonitsanden kommen, heben sich nicht nur durch ihre Farbe, sondern auch durch ihre verschiedenartige petrographische und physikalische Beschaffenheit — z. T. sehr fett und schmierig mit glänzenden Rutschflächen, z. T. mager und bröckelig — und durch ihre Verwitterungsfarbe sowie auch durch die in ihnen enthaltenen Septarien und Toneisensteingeoden sehr deutlich voneinander ab und sind für den, der das Untereocän des Westbaltikums genau kennt, sicher vom Septarienton zu unterscheiden.

2. Die Knollensteine („Braunkohlenquarzite“), die eine zusammenhängende Schicht sehr großer Blöcke unmittelbar auf der merkwürdig verwitterten und rötlich verfärbten Kreideoberfläche bilden, und die bisher für Unteroligocän (WAHNSCHAFTE) oder Miocän (DEECKE) gehalten wurden, von v. LINSTOW<sup>1)</sup> durch einen gut begründeten Analogieschluß ins Eocän gestellt sind, sind sicher Eocän, vielleicht älter als Untereocän (London-ton)!, da in den Vertiefungen und Unregelmäßigkeiten dieser in situ befindlichen Knollensteine sich sehr auffallende und charakteristische, graubraune, phosphorithaltige Toneisen-

<sup>1)</sup> v. LINSTOW: Das Alter der Knollensteine von Finkenwalde bei Stettin sowie die Verbreitung dieser Bildungen in Nord- und Ostdeutschland. J. Pr. Geol. L.-A. 1911, 32, II, S. 245—259.



steingeoden eingewachsen finden, die den untereocänen Toneisensteinen sehr ähnlich sind.

3. Das schon von WAHNSCHAFFE l. c. erwähnte Diluvial-Konglomerat im Unterem Sand bzw. Kies, das ich früher nie hatte beobachten können, und das nach WAHNSCHAFFES Zeichnungen zwischen der überkippten bzw. überschobenen Kreide und den darunterliegenden unterdiluvialen Sanden liegt (vgl. a. a. O. Seite 27, Fig. 1) bzw. in den in den unteren Geschiebemergel eingefalteten unterdiluvialen Sanden drin liegt (Seite 33, Fig. 3), ist jetzt in der Grube Stern wundervoll zu beobachten und stellt eine prachtvolle, im Unterdiluvium über Unterem Geschiebemergel liegende, entkalkte, stark eisenschüssige (ferretisierte) bzw. durch Eisenoxydhydratverkittete, interglaziale Verwitterungszone dar. In diesem Konglomerat liegen nicht nur kleinere Gerölle von Knollensteinen, sondern auch die ganzen Toneisensteingeoden und tonigen Phosphorite des Untereocäns sowie zahlreiches verschwemmtes Braunkohlenmaterial — die Residuen mächtiger zerstörter Tertiärschichten — angehäuft und beweisen, was hier vor der größtenteils erfolgten Zerstörung des Tertiärs alles vorhanden gewesen ist, beweisen auch ferner, daß die verschiedenartigen Tone in der großartigen Breccie des „Septarienton“ aus sehr verschiedenartigen Schichten stammen, nur kümmerliche Reste viel umfangreicherer Ablagerungen sind, und daß aus dem Untereocänkomplex die Tone größtenteils völlig zerstört und nur die besonders widerstandsfähigen Toneisensteingeoden und Phosphorite übrig geblieben sind.

Dieses eisenschüssige Verwitterungskonglomerat in den sonst ganz normal kalkhaltigen Unteren Sanden und Kiesen beweist aber ferner und vor allem, daß die zwei verschiedenen Grundmoränen, der „Untere“ und der „Obere“ Geschiebemergel, die beide frisch und kalkhaltig sind, hier also wirklich zwei verschiedenartige Grundmoränen zweier verschiedener Eiszeiten sind, die durch eine lange Interglazialperiode mit warmem Klima getrennt sind, in der eine sehr intensive Verwitterung einsetzte.

Die Tatsache, daß der sogenannte „Septarienton“ von Finkenwalde keine einheitliche Ablagerung ist, sondern eine großartige Quetschbreccie, die aus sehr verschiedenartigen Elementen besteht, ist jetzt ganz ausgezeichnet zu beobachten in der Grube Katherinenhof der Züllichower Zementfabrik. (Taf. XL, Fig. 2 und Textfig. 1.)

Dort sieht man, besonders auf der mittleren Abbausohle im Weststoß in der unter — d. h. eigentlich in — und senkrecht neben der Kreide liegenden Tonpartie, daß sie aus ganz

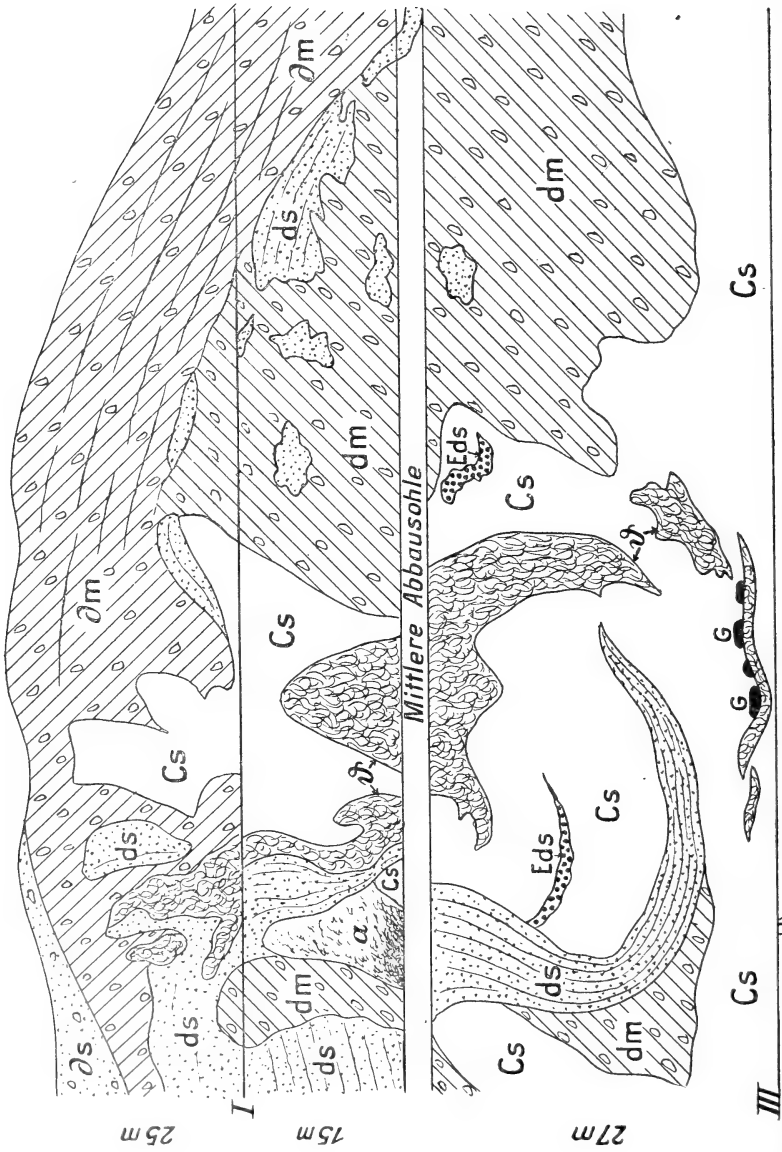


Fig. 1.  
Grube der Zementwerke Züllchow Katherinenhof bei Finkenwalde. Westseite.

verschiedenfarbigen Teilen zusammengequetscht ist, aus grünlichgrauem, kalkhaltigem Rupelton mit Septarien (normalem Septarienton), aus tiefgrünen, kalkhaltigen Alttertiärtonen, aus kalkfreiem, schokoladenfarbigem (miocänem?) und schwarzbraunem, stark glimmerhaltigem Braunkohlen-Letten und -Ton, aus pechschwarzem, sehr fettem, z. T. stark glimmerhaltigem, kalkfreiem Ton, der mit miocänen Braunkohlentonen gar keine Ähnlichkeit hat, aus grünlichem und grauem, fettem, kalkarmem bis kalkfreiem Ton mit Toneisensteingeoden, die höchstwahrscheinlich eocän, aber vielleicht nicht ganz charakteristisch und typisch sind. Diese verschiedenen Tonvarietäten sind allesamt von spiegelnden, glänzenden Rutschflächen durchzogen und bilden z. T. größere, in sich einheitliche Partien, z. T. sind sie zu einer ganz kleinstückigen Quetschbreccie zusammen- und durcheinandergeknetet. Einzelne der Letten bilden eine ganz bröckelige Breccie, die gar keinen inneren Zusammenhang hat.

Auf der untersten Abbausohle, etwa 20—25 m darunter, liegt inmitten der Kreide eingequetscht eine ganz isolierte, schweifartige, langgezogene Partie von schmierigem, glänzendem, größtenteils schwarzem Ton mit spiegelnden Rutschflächen, die eingeknetet in sich und besonders an ihrer Oberfläche auffallend schön polierte, glänzende, nordische Geschiebe bis zu mehr als Faustgröße enthält (Textfig. 1). Etwas darüber liegt, ebenfalls eingefaltet in die Kreide, ein großer, mächtiger Schweif von Diluvialsand, Diluvialkies und sehr dunklem, fast schwarzem Geschiebemergel, während scheinbar auf der Kreide (tatsächlich in der Kreide, da die darüber gelegene Kreide-Partie bereits abgebaut ist) unter der oben erwähnten höheren Abbausohle wieder die schwarzbraunen Tone und die Quetschbreccie von braunem Ton und grünlichgrauem (Rupel-) Ton vorhanden ist (Tafel XL, Abbildung 2). Der Unterschied in der Farbe der einzelnen Tonpartien tritt besonders an schon etwas angewitterten und ausgetrockneten Partien hervor, ist aber auch im frischen Anbruch bei einiger Aufmerksamkeit gut zu beobachten; der eigentliche Rupelton mit den Septarien ist darin unverkennbar, bildet aber jetzt nur einen sehr kleinen Teil der Ablagerung!

Daß hier in der Grube Katherinenhof schwarze, fette, kalkfreie, ganz sicher nicht zum Rupelton gehörige Tonmassen vorhanden waren, hatte ich schon vor Jahren an einer kleinen, isolierten Stelle unter der Kreide beobachtet und auch kurz publiziert, konnte damals aber kein sicheres Urteil über das Alter dieser sicher nicht oligocänen Tone erlangen, da ich von den charakteristischen Untereocängeoden damals nichts beobachten konnte. Auch die Breccienstruktur des „Septarientones“

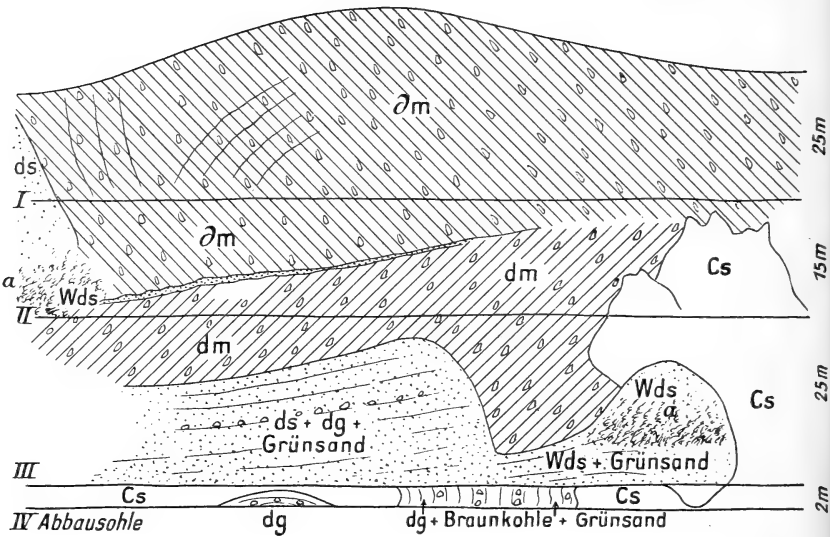
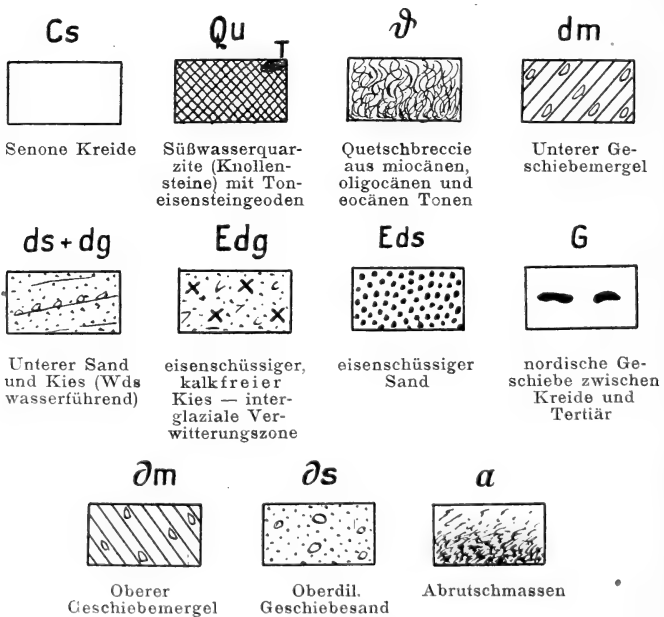


Fig. 2.

Grube der Zementwerke Züllchow, Katherinenhof bei Finkenwalde. Ostseite.



und seine Zusammensetzung aus ganz verschiedenartigen Komponenten war damals auch nicht annähernd so deutlich sichtbar, (hauptsächlich wegen der starken Verrutschung), sondern kaum angedeutet.

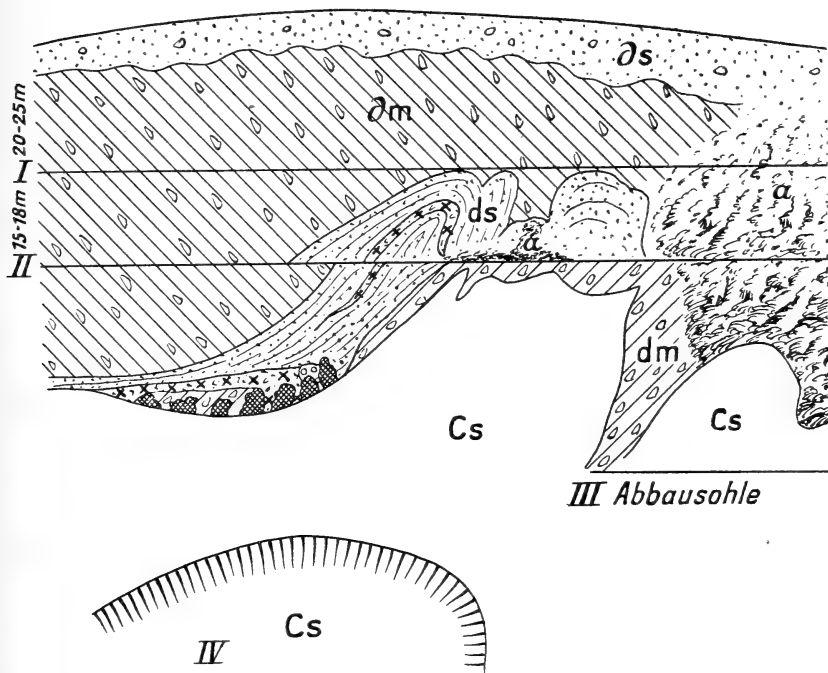


Fig 3.

Grube der Zementwerke Züllchow und Stern. Finkenwalde bei Stettin.

Jetzt, 1914, fand ich besonders auf der mittleren Abbau-sole einige Toneisensteingeoden, wie ich sie im Rupelton nie gesehen habe, und die jedenfalls den eocänen Toneisensteinen zum mindesten sehr ähnlich sind (wenn auch nicht völlig identisch mit den holsteinischen). Die Ergänzung zu diesem Aufschluß bilden nun die Aufschlüsse in der danebenliegenden großen, gemeinsamen Grube der Zementfabriken Stern und Züllchow, die diesmal besonders schön und lehrreich waren. (Textfig. 3).

In dem der Gesellschaft Stern gehörigen Anteil lag unmittelbar auf der merkwürdig verwitterten und eigentümlich rötlich verfärbten Kreideoberfläche ein dichtes Pflaster von riesigen, bis über

metergroßen Knollensteinen mit sehr zahlreichen Pflanzenresten, ein so dicht gepacktes Pflaster so großer, nicht abgerollter Blöcke, daß an der ursprünglichen Lagerung auf bzw. in den Vertiefungen der Kreide nicht gezweifelt werden kann. (Textfig. 4).

Dieses weit ausgedehnte, dicht gepackte Knollensteinpflaster war zum Teil bedeckt von einer kleinen, wenig mächtigen Partie eines fast schwarzen Geschiebemergels, zum größeren Teil von einem kalkfreien, stark verwitterten, sehr eisenschüssigen, sehr groben Diluvialkies, der auch diesen schwarzen Geschiebemergel überlagert und z. T. schon ziemlich stark verkittet und konglomeratartig war und außer großen Diluvialgeschieben, Flintgeröllen, kleinen Knollensteingeschieben auch noch die ganze Serie der völlig unverkennbaren, so charakteristischen, untereocänen Toneisensteingeoden und Phosphorite enthält, die ich seinerzeit ausführlich aus den westbaltischen Untereocäntonen von Schwarzenbeck, Hemmoor, Albäckhowed, Björnsknude usw. beschrieben habe.

Außer den so charakteristischen, harten, splittrigen Toneisensteingeoden und den kaum weniger leicht erkennbaren weichen, z. T. zelligen Toneisensteinen sind besonders auch feste, dichte, phosphorithaltige Toneisensteine bzw. tonige Phosphorite vorhanden, wie ich sie bisher fast nur in sicherem, nachweisbarem Untereocän, aber in diesem auch stets gefunden habe. Die Frage, ob es sich im speziellen Falle um Toneisensteine oder Phosphorite handelt, ist nach dem Aussehen nicht oder nicht immer zu entscheiden; manche Geoden mit dem Aussehen von Toneisensteinen enthalten auffallend viel — bis über 28% — Phosphorsäure; andere, die viel mehr nach normalen Phosphoriten aussehen, zeigten bei der Analyse nur 1—3%  $P_2O_5$ .

Sehr auffällig und überraschend war es nun, daß derartige graubraune, dichte, feste Toneisensteine (mit 1—3%  $P_2O_5$ ) — allerdings, soweit ich feststellen konnte, immer solche mit einem geringen, aber deutlichen Gehalt an kleinen, glänzenden Quarzkörnchen und vereinzelt Glaukonitkörnchen, die ich in nachweisbaren Eocängeoden bisher nicht gefunden habe — sich nicht nur in diesem verwitterten groben Diluvialkies fanden, sondern auch fest eingewachsen auf der verwitterten Oberfläche, in den Vertiefungen zwischen den Knollen und Buckeln der riesigen, noch an Ort und Stelle liegenden Quarzite unter dem Kies, derart, daß es völlig sicher war, daß diese Toneisensteine sich in tertiärer Zeit nach der Erhärtung, Silitisierung und oberflächlichen Anwitterung der Knollensteine auf ihrer Oberfläche gebildet haben und mit dieser fest ver-

wachsen sind. (Textfig. 4). Es war leider unmöglich, von den ungefügten, furchtbar harten Blöcken ein Beweisstück loszuschlagen, das beides: Quarzit und Toneisenstein, unverletzt in einem Stück enthielt. Diese Toneisensteine stimmen, wie gesagt, nicht ganz genau mit den untereocänen Geoden überein, sondern enthalten etwas Glaukonit und glänzende Quarzkörner; sie zeigen ziemliche Ähnlichkeit, aber ebenfalls nicht völlige Übereinstimmung mit einigen, sehr tonigeisenschüssigen Phosphoriten bzw. phosphorithaltigen Toneisensteinen, die ich in der Septarientongrube am Alaunwerk Freienwalde a. O. lose gefunden habe, die also aller Wahrscheinlichkeit nach aus diesem Septarienton stammen (diese Zeitschr. 1906, Monatsb. 11).

Jedenfalls beweisen diese auf den Knollensteinen eingewachsenen Toneisensteine, daß die Knollensteinquarzite mindestens älter als Rupelton, vielleicht älter als Untereocän sind und nicht Miocän sein können, wie zeitweise behauptet wurde. Nachdem v. LINSTOW<sup>1)</sup> es sehr wahrscheinlich gemacht hatte und SCHRÖDER<sup>2)</sup> es neuerdings bewiesen hat, daß die subhercynen, älteren Braunkohlenbildungen, in denen ebenfalls diese Süßwasserquarzite (Knollensteine) mit den zahlreichen Pflanzenresten vorkommen, Eocän, speziell Mitteleocän sind, ist das ein sehr erhebliches Argument, auch diese Finkenwalder Knollensteine ins Eocän zu setzen, wie es ebenfalls schon v. LINSTOW wahrscheinlich gemacht hatte. Andererseits muß betont werden, daß mir außer den 2 oder 3 Toneisensteinphosphoriten, die ich lose in der Alaunwerkgrube bei Freienwalde gefunden habe, und einigen wenigen „Phosphoriten“ aus Joachimsthal weder in der Natur, noch aus der Literatur derartige Toneisensteine aus dem Rupelton bekannt sind; auf dem ganzen linken Oderufer in den sicheren Septarientonaufschlüssen bei Stettin, Frauendorf, Gotzlow usw. kommen sie sicher nicht vor, während sie hier bei Finkenwalde ganz massenhaft zu sammeln sind — jedes dritte Geschiebe des Diluvialkonglomerats ist ein solcher Toneisenstein bzw. Phosphorit —, und ihre Ähnlichkeit mit den untereocänen Toneisensteinen ist sehr groß bis auf die vereinzelt, kleinen, glänzenden Quarze und Glaukonitkörnerchen.

Es wäre also immerhin eine nicht unbeträchtliche Wahrscheinlichkeit vorhanden, daß diese Knollensteine tatsächlich noch älter als Untereocän, daß sie paleocänen Alters und ein Äquivalent der englischen Reading beds im Hampshirebassin sind, die aus

<sup>1)</sup> v. LINSTOW: Zur Geologie von Anhalt. v. KOENEN-Festschrift 1907.

<sup>2)</sup> H. SCHRÖDER: Das Vorkommen der Gattung *Lophiodon* in der Braunkohle Sachsens. Zentralblatt für Min. usw. 1913, S. 351.

massigen, verschiedentfarbigen bzw. bunten Tonen und aus Sanden bestehen, die oft „kieselig zementiert sind und zahlreiche Pflanzenreste enthalten, sowie silifizierte Hölzer“<sup>1)</sup>. Da nun in der Quetschbreccie des „Septarientons“ von Katherinenhof auch eine ganze Serie von sehr auffallenden, sehr fetten, pech-schwarzen bis schwarzbraunen, kalkfreien, größtenteils glimmerhaltigen Tonen steckt, die mit den Tonen und Letten der miocänen Braunkohlenbildung so gar keine Ähnlichkeit haben, so ist die Wahrscheinlichkeit sehr groß, daß diese pflanzenführenden Knollensteine mit diesen kalkfreien, schwarzen bzw. dunkelbraunen Tonen zusammengehören, und es ist sicher, daß sie aus einer mindestens eocänen, wenn nicht paleocänen Braunkohlenbildung stammen.

Es war mir früher schon aufgefallen, daß mit den so auffallenden, schmierigen Untereocäntonen in Vorpommern, in der Uckermark, z. T. auch in Holstein, zusammen öfter sehr fette, fast schwarze Tone auftreten, die gar nicht nach einer marinen Bildung aussehen, aber wegen des Fossilmangels und der immer sehr gestörten Lagerungsverhältnisse nicht von den marinen Untereocäntonen zu trennen sind; hier bei Finkenwalde ist die Zugehörigkeit der schwarzen bis schwarzbraunen, glimmerhaltigen Tone und Letten zu einer älteren Braunkohlenbildung evident.

Daß auch schokoladenfarbige Tone und Letten, die mit denen der märkischen, miocänen Braunkohlenformation übereinstimmen, dort vorkommen, ist schon erwähnt.

Für die Altersbestimmung der Knollensteine und der aller Wahrscheinlichkeit nach damit zusammengehörigen schwarzbraunen, kalkfreien, fetten Tone kommt also vor allem das Alter der auf der Oberfläche dieser Knollensteinquarzite eingewachsenen Toneisensteine in Betracht, das ja direkt nicht zu ermitteln ist wegen der nicht völligen Übereinstimmung mit den sicher untereocänen Geoden. Ich kenne nun weder aus der Natur noch aus Literaturangaben derartige Toneisensteine und Phosphorite, wie sie im Untereocän des Westbaltikums ganz massenhaft liegen, aus dem Rupelton, mit den ganz minimalen Ausnahmen einiger kleiner Toneisensteinphosphorite von Joachimsthal und der 2—3 Geoden aus der Alauntongrube von Freienwalde<sup>2)</sup>. Wenn sie sonst vorkämen, würden sie doch

<sup>1)</sup> PRESTWICH: Geology II, S. 340—342.

<sup>2)</sup> C. GAGEL: Geologische Notizen von der Insel Fehmarn und aus Wagrien III. Jahrb. Pr. Geol. L.-A. 1911, 32, Teil II, S. 118 ff.  
—, Über das Vorkommen des Untereocäns (Londontons) in der Uckermark und in Vorpommern. Diese Zeitschr. 1906, Monatsbericht 11.



irgendwo erwähnt sein; die von CREDNER<sup>1)</sup> aus dem sächsischen Mitteloligocän beschriebenen Phosphorite sind etwas ganz anderes und liegen auch nicht im Septarienton, sondern im Quarzsand — sie sind durch Phosphorit verkittete Sandsteine<sup>2)</sup>.

Offenbar hängt das so massenhafte Auftreten der ganz unverkennbaren Toneisensteingeoden, der Phosphorite und der Zwischenbildungen zwischen beiden in den ebenfalls ganz unverkennbaren, seifig schmierigen Untereocäntonen mit der sehr auffallenden und einzigartigen physikalischen Beschaffenheit dieser Untereocäntone zusammen, die sie von allen anderen mir bekannten Tönen, auch vom Septarienton, sicher unterscheidet, und die durch den enorm hohen Gehalt an kolloidalen Tönen und Substanzen bedingt ist. Dieser erstaunlich hohe Gehalt an Kolloiden weist ebenso, wie die lateritischen Substanzen vieler dieser Eocäntone auf ganz besondere, tropische Verwitterungserscheinungen, also auf Klimabedingungen zur Zeit der Bildung und des Absatzes dieser Tone hin, welche Klimabedingungen offenbar weder früher noch später in diesem Gebiet in diesem Maße vorhanden waren, auf die auch die aus dem Londonton bekannten tropischen Pflanzenreste, Palmenhölzer usw. hinweisen, so daß diese kolloidalen Tone also offenbar ebenso horizontbezeichnend sind wie sonst bestimmte Leitfossilien.

Wenn die Kolloide und sonstige Bestandteile, die im Untereocänton so sehr reichlich vorhanden sind und zur Bildung der Geoden Veranlassung gegeben haben, in dem Rupelton auch nur annähernd in diesem Maße vorhanden wären, so würde man doch auch irgendwo in ihm diese Geoden in merklichem Maße finden, was ganz offenbar nicht der Fall ist; die Septarien sind etwas völlig und unverwechselbar anderes und fehlen ihrerseits im Untereocän. Da nun vor allem in dem ganzen Septarienton links der Oder außer Septarien nichts vorhanden ist, dagegen schon bei Ückermünde, wo die unverkennbaren Toneisensteine und Phosphorite ebenso massenhaft wie bei Finkenwalde auftreten, durch den *Nautilus centralis* auch der paläontologische Beweis für Untereocän erbracht ist, so ist immerhin die Wahrscheinlichkeit sehr groß, daß die phosphoritischen Toneisensteine

<sup>1)</sup> H. CREDNER: Die Phosphorite des Leipziger Mitteloligocäns. Abh. math.-phys. Klasse Kgl. Sächs. Akademie d. Wiss. XXII, 1895, S. 1—46.

<sup>2)</sup> Die von KLOCKMANN (Der geologische Aufbau des Magdeburger Uferlandes. Jahrb. Pr. Geol. L.-A. 1890, XI, S. 241) von Bendorf, Altenhausen, Kuhlager bei Alvensleben erwähnten „versteinerungsleeren“ Oligocäntone mit Phosphoriten, die als einzige Fossilien Haihäufschädel enthalten, sind nach freundlicher Angabe meines Kollegen WIEGERS Unteroligocän. Die Phosphorite des Unteroligocäns, die so weit verbreitet sind, sind aber gänzlich verschieden von den eocänen.

von Finkenwalde auch Untereocän und daß die Knollensteine von Finkenwalde also älter als Untereocän sind.

Das so auffällige, diluviale, eisenschüssige Konglomerat mit den vielen Untereocängeoden und Phosphoriten liegt aber nicht überall auf dem Knollensteinpflaster; z. T. werden diese Knollensteine auch noch von einem ziemlich groben Quarzkies mit einzelnen schwarzen Kieselchieferkörnern bedeckt, der die Vertiefungen zwischen den bis  $\frac{1}{2}$  m hohen Knollensteinen ausfüllt. Überlagert wird sowohl das eisenschüssige Diluvialkonglomerat wie dieser Quarzkies von einem mindestens 15—20 m mächtigen Oberen Geschiebemergel von dunkelgrauer bis brauner Farbe! (Textfig. 3).

Da die vorerwähnte kleine Partie von fast schwarzem Geschiebemergel und weiter westlich noch eine dünne Geschiebemergelbank den eisenschüssigen, kalkfreien Diluvialkies (bzw. das Konglomerat) unterlagert, so ist es evident, daß dieses stark verwitterte, eisenschüssige Diluvialkonglomerat eine typische interglaziale Verwitterungszone darstellt, und daß der liegende, fast schwarze Geschiebemergel tatsächlich Unterer, d. h. älterer Geschiebemergel einer früheren Eiszeit ist.

Das wäre also ein neuer, sehr wichtiger Beleg für diese interglazialen Verwitterungszonen in Pommern.

In dem Anteil der Grube, der der Zementfabrik Züllchow gehört, ist dieses Diluvialkonglomerat vielleicht noch schöner zu beobachten. Es ist hier noch stärker durch Eisenhydroxyd verkittet, enthält außer den eocänen Geoden und Phosphoriten auch noch zahlreiches Braunkohlenmaterial (z. T. Brocken von schwarzen Tonen!), bildet eine sehr schöne, steilstehende, etwas überkippte Falte im Unteren Sand zwischen Oberem Geschiebemergel und Kreide und wird z. T. auch von dunklem Geschiebemergel unterlagert. Der Obere Geschiebemergel über diesen unteren Sanden ist z. T. mindestens 25 m mächtig und völlig einheitlich. (Textfig. 3).

In der Grube Katherinenhof ist der Obere Geschiebemergel stellenweise mindestens ebenso mächtig und wird z. T. nur durch einen ganz feinen, aber stark wasserführenden Sandstreifen von einem tieferen, (Textfig. 2), dunkelgrauen bis fast schwarzen Geschiebemergel getrennt; die Verwitterungszone ist hier nicht zu beobachten.

Dagegen zeigen hier die unter der tieferen Geschiebemergelbank liegenden frischen Kiese eine z. T. recht deutliche Beimengung von Braunkohlenmaterial und z. T. auch von tertiärem Grünsand.

Aus dem Aufschluß in der Grube der Gesellschaft Stern und aus der früheren Zeichnung von WAHNSCHAFTE, a. a. O. S. 27. Fig. 1, ist ohne weiteres ersichtlich, daß die Konglomeratbank

die Faltung des ganzen tieferen Komplexes (Kreide, Tertiär, altes Diluvium) mitgemacht hat, daß also die großartige Bewegung, die zu dieser Faltung und Überschiebung des ganzen älteren Komplexes geführt hat, erst nach Bildung dieser interglazialen Verwitterungszone erfolgt ist, die unter den verschiedensten Umständen mit sehr verschiedenartigem Liegenden auftritt.

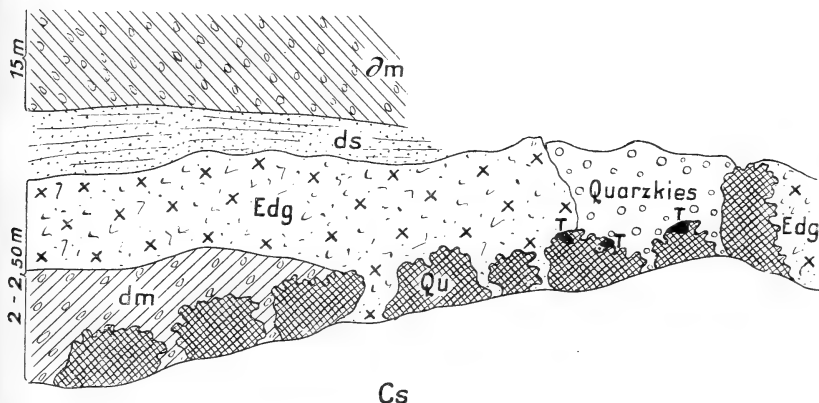


Fig. 4.

Grube der Zementfabrik Stern Finkenwalde bei Stettin. Vergrößerte Zeichnung der entscheidenden Stelle  $\alpha$  von Fig. 3.

Daß diese eisenschüssige Konglomeratbank tatsächlich eine Verwitterungszone und nicht eine metasomatische Bildung durch Umsetzung an der Oberfläche einer gestauten Grundwasserschicht ist, ergibt sich daraus, daß sie eben größtenteils mitten in einem gleichmäßig wasserdurchlassenden Kies- und Sandlager liegt und zum größten Teil nicht etwa von einer undurchlässigen Schicht direkt unter- oder überlagert wird, daß aber ihr Liegendes an andern Stellen Kreide und noch wo anders Unterer, schwarzer Geschiebemergel ist, daß sie also diskordant über ganz verschiedenen Schichten mit ganz verschiedenen physikalischen Bedingungen liegt, trotzdem in sich aber ganz gleichmäßig ausgebildet ist.

An den früher von WAHNSCHAFTE beobachteten und gezeichneten Stellen (a. a. O. S. 27, Fig. 1) liegt sie sogar überstürzt unmittelbar unter der Kreide auf dem eingefalteten Diluvialsand, aber ebenfalls noch mit den Knollensteinen zwischen sich und der Kreide.

Es ist nur damals vor 18 Jahren noch nicht der Wert auf diese alten, ferretisierten Verwitterungszonen gelegt worden wie

heute und die genauere Beschaffenheit (Verwitterung, Kalkfreiheit usw.) damals nicht festgestellt. Daß WAHNSCHAFFE dieselbe Bildung gesehen und gezeichnet hat, ist aus seinen Beschreibungen und Abbildungen evident; ebenso wie es evident ist, daß diese Konglomeratbank sich nicht in ihrer jetzigen Lage und unter den jetzigen Bedingungen gebildet haben kann, sondern daß sie vor der Faltung gebildet sein muß.

Es ist im übrigen sehr lehrreich, die verschiedenen Abbildungen WAHNSCHAFFES, FRECHS, nochmals WAHNSCHAFFES und die letzten Zeichnungen von mir miteinander zu vergleichen und daraus zu ersehen, wie verschiedenartiges Aussehen dieselben Falten im Laufe der Zeiten annehmen, und wie außerordentlich verwickelt die Zusammenfaltung und Verquetschung dieses Komplexes von Kreide, Tertiär und Diluvium gewesen ist.

Vor kurzem hat v. LINSTOW<sup>1)</sup> gezeigt, daß die Buchheide, an deren äußerstem Westrand Finkenwalde liegt, ebenso wie das auf dem andern Oderufer gelegene Wahrsowplateau eine typische, sehr mächtige Endmoräne ist, ein Nachweis, der für jeden, welcher glaciale Formen kennt und beurteilen kann, schlechthin überzeugend ist.

Die Schroffheit der Geländeformen, die Tiefe und Steilheit der Täler, in denen jetzt keinerlei Gewässer mehr laufen, die Mächtigkeit der jungglazialen Aufschüttung und nicht zuletzt die Großartigkeit der glacialen Schichtenstörungen, alles das sind Kennzeichen, wie wir sie sonst nur in typischen Endmoränen finden, in Gebieten, in denen der Eisrand sehr lange gelegen hat und besonders intensive Druckwirkungen zustande brachte.

---

<sup>1)</sup> v. LINSTOW: Die Entstehung der Buchheide bei Stettin. Jahrb. Pr. Geol. L.-A. 1914, 35, Teil I, S. 256 ff.

# Rechnungsabscluß

der Deutschen Geologischen Gesellschaft (E. V.) zu Berlin für das Jahr 1913.

519

Einnahmen:		Ausgaben:	
I. Mitgliederbeiträge . . . . .	17 413,07 M.	I. Druckkosten . . . . .	14 892,01 M
II. Druckschriftenverkauf . . . . .	2 810,43 -	II. Bibliothek . . . . .	1 272,60 -
III. Zinsen . . . . .	664,15 -	III. Verwaltung	
IV. Sonstige Einnahmen . . . . .	479,00 -	1. Vergütungen . . . . .	1 850,00 -
V. Effektenaustausch . . . . .	4 603 05 -	2. Hauptversammlung . . . . .	363,85 -
VI. Barbestände am 30. XII. 1912		3. Versendung der Zeitschrift . . . . .	1 909,70 -
1. Beim Schatzmeister . . . . .	1 092,93 -	4. Bureauunkosten . . . . .	965,53 -
2. Postscheckkonto . . . . .	100,00 -	IV. Zahlung an die Geologische Vereinigung	2 000,60 -
3. Bankkonto . . . . .	1 685,22 -	V. Effektenaustausch . . . . .	7 580,10 -
VII. Per Saldo . . . . .	3 204,09 -	VI. Sonstiges . . . . .	1 217,55 -
Summa 32 051,94 M.		Summa 32 051,94 M.	

Vermögensstand am 31. XII. 1913:	
Effektenbestand . . . . .	12 300,00 M.
Ab Vorschuß . . . . .	3 204,09 -
Vermögen am 31. XII. 1913 9 095,91 M.	

Michael, Schatzmeister.

## Zugänge der Bibliothek im Jahre 1914.

Für die Bibliothek sind im Jahre 1914 im Austausch und als Geschenke eingegangen:

### A. Zeitschriften.<sup>1)</sup>

In dieser Liste ist wie bei den Zitaten der Aufsätze die Folge, Reihe oder Serie durch eingeklammerte arabische Zahl, (2), der Band bis 30 durch römische Zahl, II, über 30 durch halbfette arabische Zahl, **53**, das Heft durch nicht eingeklammerte arabische Zahl, 2, bezeichnet.

Agram (Zagreb). Kroatischer Naturforscher-Verein. Societas historico-naturalis Croatica: Glasnik 0.

Albany. University of the State of New York. Annual Report 0. Bulletin 0.

Amsterdam. Rijksopsporing van Delfstoffen. Jaarverslag 1913.

Angers. Société d'études scientifiques. Bulletin 0.

Augsburg. Naturwissenschaftlicher Verein für Schwaben und Neuburg (a. V.). Berichte 41.

Austin, The University of Texas. Bulletin Sc. Ser. Nr. 35, 1913.

Baltimore. Maryland Geological Survey.

1. Eocene 1901.

2. Miocene (Text u. Plates) 1904.

3. Pliocene and Pleistocene 1906.

4. Lower Cretaceous 1911.

5. Middle and Upper Devonian (Text) 1913.

6. Devonian (Plates) 1913.

7. Lower Devonian (Text) 1913.

— Report of the Conservation Commission of Maryland 0.

Bamberg. Naturforschende Gesellschaft 0.

Basel. Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen XXIV.

Bayreuth. Naturwissenschaftliche Gesellschaft 0.

Belgrad. Geol. Inst. der Kgl. Serbischen Universität. Annales 0.

<sup>1)</sup> Die Liste enthält sämtliche im Austausch eingehenden Zeitschriften, auch diejenigen, von denen die Tauschexemplare im laufenden Jahre noch nicht eingegangen sind (mit 0 bezeichnet).

- Berkeley. University of California Publications. Bulletin 0.  
 — Biennial Report of the President of the University 0.
- Berlin. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Jahrbuch 31, Teil I, 3, Teil II, 3; 32, Teil I, 3; 34, Teil I, 1 u. 2. Abhandlungen: Neue Folge 74.
- Archiv für Lagerstättenforschung, 10 (SEIDL), 11 (WOLDRICH), 13 (RENNER), 14 (STOLLER).
- Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete, 5 u. 6.
- Brandenburgische Provinzialkommission für Naturdenkmalpflege. Mitteilungen 0.
- Königl. Geol. Landesanstalt und Bergakademie. Katalog der Bibliothek, Neuerwerbungen 0.
- Zeitschrift f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen im preußischen Staate 61, 1913, 4, Stat. 2; 62, 1914, 1—3, Stat. 1—3.
- Die Verhandlungen und Untersuchungen der Preußischen Seilfahrtkommission 0.
- Königl. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse 1913, 41—53; 1914, 1—34.
- Naturwissenschaftlicher Verein für Neuvorpommern und Rügen in Greifswald. Mitteilungen 44, 1912.
- Die Naturwissenschaften. Wochenschrift für die Fortschritte der Naturwissenschaft, der Medizin und der Technik 0.
- Bern. Schweizerische Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen 96, I u. II.
- Geologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Beiträge zur Geologie der Schweiz. N. F. 34 u. 40.
- Bielefeld. Naturwissenschaftlicher Verein Bielefeld und Umgebung. Bericht III (1911, 1912, 1913).
- Bonn. Naturhistorischer Verein der preußischen Rheinlande und Westfalens. Verhandlungen 70, 1914, 1.
- Niederrheinische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Sitzungsberichte 1913, 1.
- Bordeaux. Société Linnéenne de Bordeaux. Actes 67 (1913).
- Boston. Society of natural history. Proceedings 0.  
 — Occasional Papers 0. — Memoirs 0.
- Bremen. Naturwissenschaftlicher Verein. Abhandlungen XXII, 2; XXIII, 1.
- Breslau. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur. Jahresbericht 0.

- Brünn. Naturforschender Verein. Verhandlungen 51, 1912.  
 — Bericht der meteorolog. Kommission O.  
 — Ergebnisse der phänologischen Beobachtungen aus Mähren und Schlesien O.
- Brüssel. Société Belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie. — Nouveaux mémoires O. — Procès-Verbal O. Mémoires O.  
 — Académie royale des sciences. Bulletin 1913, 9—12, 1914, 1—4. Annuaire 80, 1914.  
 — Société royale malacologique de Belgique. Annales 47, 1912.  
 — Musée Royal d'histoire naturelle de Belgique O.  
 — Musée du Congo Belge O.  
 — Procès-Verbal de la session tenue à Rome 1913.
- Bucaresti. Institutul Geologic al Romaniei. Anuarul O. Comptes-Rendus des séances O.  
 — Academia Romana. Bulletin O.
- Budapest. Ungarische Geologische Gesellschaft: Földtany Közlöny 43, 1913, 4—9.  
 — Kgl. Ungarische Geologische Anstalt. Mitt. a. d. Jahrb. XXI, 2 u. 3.  
 — — Jahresberichte O.  
 — — Publikationen O.  
 — Természet (Nature). Revue hongroise illustrée pour la propagation des sciences naturelles O.  
 — Balaton-Ausschuß der Ungarischen Geographischen Gesellschaft. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees O.
- Buenos Aires. Museo nacional. Anales XXIV, 1913; XXV, 1914.  
 — Minist. de Agricultura-Republica Argentina. Anales X, 1.  
 — Boletín de la Academia nacional de ciencias en Córdoba O.
- Bulawayo. Rhodesia scientific Association. Annual Report O; Proceedings O.
- Caen. Société Linnéenne de Normandie. Mémoires XXIV, 1913, 2. Bulletin (6) 1912, 5 u. 6.
- Calcutta. Geological survey of India. Memoirs 40, 2; 43, 1.  
 — Memoirs. Palaeontologia Indica, N. S. V, 1. — Records 43, 3 u. 4, 1913; 44, 1, 1914. — Prof. Paper O.
- Capetown. Cape of Good Hope, department Mines, geolog. Commission. Annals South African Museum O. — Annual Report of the geolog. Commission O.
- Cherbourg. Mémoires de la Société nationale des sciences naturelles et mathématiques de Cherbourg O.



- Chicago. Field Museum of Natural History. Report (4), 4;  
Geol. ser. IV, 3; Bot. ser. II, 9.
- John Crerar Library. Annual Report 0.
- Christiania. Videnskabs Selskab. Förhandlingar 0. — Skrifter 0.
- Archiv for Mathematik og Naturvidenskab 0.
- Chur. Naturforschende Gesellschaft des Cantons Graubünden.  
Jahresbericht 0.
- Colmar. Naturhistorische Gesellschaft. Mitteilungen 0.
- Colorado. Colorado College. General Series 0. — Bulletin 0.
- Columbia. The University of Missouri. Bulletin I, 5.
- Cordoba. Academia Nacional de Ciencias. Boletín XIX, 1.
- Danzig. Naturforschende Gesellschaft. Schriften 0.
- Darmstadt. Verein für Erdkunde. Notizblatt 1912, IV, 34.  
— Großh. Hessische Geologische Landesanstalt. Abhandlungen V, 4.
- Des Moines. Iowa Geological Survey. Annual Report XXII,  
Bulletin 4.
- Dijon. Académie des Sciences.  
— Memoires 0.
- Dorpat. Naturforscher-Gesellschaft. Sitzungsberichte XXII,  
1 u. 2. Schriften 0.
- Dresden. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Isis. Sitzungs-  
berichte u. Abhandlungen 1913, Juli—Dezember. Biblio-  
thekskatalog 0.
- Dublin. Royal Irish academy. Proceedings 31, 6, 9, 42, 47,  
64; 32, 3.
- Royal Dublin Society Scientific. Proceedings XIV, 8—16.  
— The Economic Proceedings II, 1912, 7.
- Scientific Transactions 0.
- Edinburg. Royal physical society. Proceedings XIX, 1914, 5.
- Royal society. Transactions 0. — Proceedings 33, 4; 34,  
1—2.
- Geological Society. Transactions 0.
- Geological Survey of Scotland. Memoirs 0.
- Essen. Verein für die bergbaulichen Interessen im Ober-  
bergamts-Bezirk Dortmund. Jahresbericht für 1913.
- Florenz. Biblioteca nazionale centrale. Bollettino delle publi-  
cazioni Italiane 1914, 157—167. — Indice alfabet. 0.
- Frankfurt a. M. Senckenbergische Gesellschaft. Abhandlungen  
31, 4; 34, 4; 35, 1. — Berichte 44, 1—4.
- Frankfurt a. O. Naturwissenschaftlicher Verein des Regierungs-  
bezirks Frankfurt a. O. Helios 0.
- Freiberg i. S. Freiburger Geologische Gesellschaft. Jahres-  
bericht 0.

- Freiburg (Baden). Naturforschende Gesellschaft. Berichte XX, 2.  
 Fribourg. Société Helvétique des Sciences naturelles. Mémoires O. — Bulletin O.
- Genf. Société de physique et d'histoire naturelle. Mémoires 1913, 37, 4; 38, 1. Compte rendu des séances XXX, 1913.
- Société Helvétique des Sciences naturelles O.
- Société Paléontologique suisse. Mémoires 39, 1913.
- Gera. Gesellschaft d. Freunde d. Naturwissenschaft. Jahresberichte 55/56, 1912/13.
- Gießen. Oberhessische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Medizin. Abt. O. Naturw. Abt. O.
- Görlitz. Naturforschende Gesellschaft. Abhandlungen O.
- 's Gravenhage. Geologisch-Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Kolonien. Verhandelingen. Mijnbouwkundige Serie I, 3, Geologische Serie Stuk I, 5, 6, II, 1.
- Greifswald. Naturw. Verein, siehe Berlin.
- Geographische Gesellschaft. Jahresberichte O.
- Grenoble. Laboratoire de Géologie de la Faculté des sciences de l'université. Travaux O.
- Groningen. Mineralog.-Geolog. Institut der Reichsuniversität. Mitteilungen O.
- Güstrow. Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. Archiv 66, 1912, 1, 2; 67, 1913, 1, 2.
- Haarlem. Musée Teyler. Archives O.
- Halifax. Nova Scotian Institute of Science. Proceedings and Transactions O.
- Halle a.d.S. Kaiserl. Leopold. Karolinische Deutsche Akademie der Naturforscher. Abhandlungen 98, 99, 1913.
- Zeitschrift f. d. gesamten Naturwissenschaften, siehe Stuttgart.
- Hamburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen O.
- Abhandlungen O.
- Bund für Schulreform. Allgemeiner deutscher Verband für Erziehungs- und Unterrichtswesen. Mitteilungen 1913, 2, 1914, 1—5.
- Hannover. Naturhistorische Gesellschaft. Jahresberichte O.
- Hanoi (Tonkin). Service Géologique de l'Indochine Française. Mémoires II,  $\frac{1}{5}$ , Atlas I, 1.
- Heidelberg. Naturhistorisch-medizinischer Verein. Verhandlungen XII, 4, XIII, 1.
- Helsingfors. Bulletin Société de Géographie de Finlande. Fennia XXIX, 33, 34.
- Commission géologique de Finlande. Bulletin O.

- Helsingfors. Comité de colonisation intérieur 0.
- Hermannstadt. Siebenbürgischer Verein für Naturwissenschaft.  
Verhandlungen und Mitteilungen 63, 1913, 1—6.
- Houghton, Mich. Michigan college of mines. Yearbook 0.  
Graduates 0.
- Jassy. L'Université, Annales Scientifiques VIII, 1, 2, 1913.  
— Société de Médecins et Naturalistes. Bulletins u. Mémoires  
XXVII, 5, 6.
- Indianapolis. Indiana Academy of Science. Proceedings 0.
- Johannesburg. The Transvaal Chamber of Mines. Mouthly  
Analysis of Gold Production in the Transvaal, November  
1913, with Transvaal Output of Coal, Silver, Copper Ore  
and Tin Ore for Oktober, 1913.
- Irkutsk. Ost-Sibirische Abteilung der Kaiserl. Russisch. Geo-  
graphischen Gesellschaft. Berichte 43, 1914.
- Karlsruhe. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen 0.
- Khartoum (Anglo-Egyptian Sudan). Geological Survey, Edu-  
cation Department. Bulletin 0.
- Kiel. Naturwissenschaftlicher Verein für Schleswig-Holstein.  
Schriften 0.  
— Verein zur Pflege der Natur- und Landeskunde in Schleswig-  
Holstein, Hamburg, Lübeck und dem Fürstentum Lübeck.  
Monatschriften 0.
- Klagenfurt. Naturhistorisches Landesmuseum für Kärnten.  
Mitteilungen 103, 4—6.
- Königsberg i. Pr. Physikalisch-ökonomische Gesellschaft.  
Schriften 0.
- Kopenhagen. Meddelelser fra Dansk geologisk forening IV,  
1912, 3.  
— Meddelelser om Grønland XXIII, 2; 39; 40, 1; 51, 1.  
— Danmarks geologiske Undersøgelse 0.
- Krakau. Akademie der Wissenschaften, mathemat.-natur-  
wissenschaftl. Klasse. Anzeiger 0.  
— Katalog literat. Nankowej Polskiej 0.
- La Haye. Société Hollandaise des sciences exactes et naturelles.  
Archives Néerlandaises IIIB, II, 1.
- La Plata. Dirección General de Estadística de la Provincia  
Buenos Aires. Boletín Mensual XIII, 147—155.  
— Museo de la Plata. Revista 0.
- Lausanne. Société Vaudoise des sciences naturelles. Bulletin  
49, 181; 50, 182, 183.
- Lawrence. University of Kansas. Bulletin VI, 2—7; VII,  
1—17; VIII, 1—10.
- Leipzig. Jahrbuch der Astronomie und Geophysik 0.

- Leipzig. Verein für Erdkunde. Mitteilungen 1913. Wissenschaftliche Veröffentlichungen. Reise in Peru und Ecuador.
- Der Geologe Nr. 12 u. 13.
- Deutsche Geologische Gesellschaft und Geologische Vereinigung: Berichte über die Fortschritte der Geologie IV, 4—8; V, 1—6.
- Verein der Geographen an der Universität Leipzig. Mitteilungen O.
- Aus der Natur. Zeitschrift für den naturwissenschaftlichen und erdkundlichen Unterricht X, 1—12.
- Le Puy. Société d'agriculture. Bulletin O.
- Lille. Société géologique du Nord. Annales 41, 1912.
- Mémoires O.
- Lima. Sociedad Geográfica de Lima. Boletín O.
- Lissabon (Lisboa). Comissão do Serviço geológico de Portugal. Comunicações IX, 12/13.
- Société Portugaise de Sciences Naturelles. Bulletin O.
- Liverpool. Geological Society. Proceedings XI, 1911/12, 4.
- London. Geological society. Quarterly Journal 70, 1, 2. — Abstracts of the Proceedings 1912/13, 949—962. — Geological Literature 31; XII, 12; XXX, VI, 14.
- Geological Magazine N. S. VI, I, 1—7.
- British Museum (Natural History). Guide to the Exhibition of specimens illustrating the Modification of the Structure of Animals in relation to Feight. Catalogue of the British Species of Pisidium (Recent & Fossil) in the Collections of the British Museum (Natural History) with Notes on those of Western Europe.
- Memoirs of the Geological Survey. England and Wales. The Water Supply of Nottinghamshire from underground sources.
- Memoirs of the Geological Survey. Summary of Progress of the Geological Survey of Great Britain and the Museum of Practical Geology 1913.
- Memoirs of the Geological Survey of Great Britain. Palaeontology I, 4.
- Lourain. Institut géologique de l'université. Memoires. T. I.
- Lund. Universität. Afdelningen O.
- Lüneburg. Naturwissenschaftlicher Verein für das Fürstentum Lüneburg. Jahreshfte O.
- Lüttich (Liège). Société géologique. Annale 39, 5; 40, 3; 41, 1. Beil. zu 40, 3: Publ. rel. au Congo-Belge et aux Régions voisines. Mémoires O.
- Société royale des sciences. Mémoires O.

- Luxemburg. Société des Sciences naturelles. Archives tri-mestrielles O.
- Société des Naturalistes luxembourgeois. Monatsberichte VII, 1913.
- Lyon. Académie des sciences belles-lettres et arts. Mémoires XIV, 1914.
- Madison. Wisconsin Geological and Natural History Survey. Bulletin O.
- Wisconsin Academy of sciences. Transactions O.
- Madrid. Instituto Nacional de Ciencias Fisico-Naturales. Trabajos del Museo de Ciencias Naturales. Ser. Geol. O.
- Magdeburg. Museum für Natur- und Heimatkunde. Abhandlungen und Berichte O.
- Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresberichte u. Abhandlungen O.
- Mailand (Milano). Società italiana di scienze naturali. Atti 52, 2, 3; 53, 1, 2.
- Manila. The Mineral Resources of the Philippine Islands. With a Statement of the Production of Commercial Mineral Products during the Year 1912.
- Melbourne. Geological Survey of Victoria. Bulletin XXV, XXX, 31. — Memoirs O. — Records O.
- Annual Report of the Secretary of mines and Water Supply O.
- Royal Society of Victoria. Proceedings, N. S. XXVI, 2.
- Commonwealth of Australia. Report on a geological reconnaissance of the Federal Territory, with special Reference to available Building Materials by B. J. Mahony and T. G. Taylor.
- Mexico. Instituto geologico. Boletin O. — Parergones IV, 2/10 (Schluß).
- Sociedad Geología Mexicana. Boletin O.
- Michigan. Academy of Science. Report 14, 1912.
- Montevideo. Museo nacional. Annales O.
- Moskau. Kaiserl. naturforschende Gesellschaft (Société Impériale des naturalistes). Bulletin 1913, 1—3. — Nouveaux Mémoires O.
- Geologische Untersuchungen über die Phosphoritlagerstätten. Redigiert von Prof. J. SAMOJLOFF, V.
- Société Imperiale des Amis des Sciences Naturelles de Moscou, Section Géologique Bulletin I, 1911/12, II, 1912/13.
- München. Kgl. Bayerische Akademie der Wissenschaften, math.-physik. Klasse. Sitzungsberichte 1913, 3. —

- Abhandlungen XXVI, 7—10, Register 1807—1913. Beiträge zur Naturgeschichte Ostasiens, II. Suppl.-Bd. 10; III. Suppl.-Bd. 2 Abh.; IV. Suppl.-Bd. 2 Abh.
- München. Kgl. Bayr. Oberbergamt. Geognostische Jahreshefte XXVI, 13.
- Deutsches Museum. Verwaltungsbericht 1912/13.
- Nantes. Société des sciences naturelles de l'Ouest de la France. Bulletin (3), III, 1, 2.
- Neuchatel. Société Neuchateloise des Sciences naturelles. Bulletin 40, 12/13.
- New Haven. The American journal of science 37, 217—227.
- Connecticut Academy of Arts and Sciences. Memoirs 0.
- New Orleans. Louisiana State Museum. Biennial Reports 0.
- New York. American museum of natural history. Annual report 1913. — Bulletin 32, Index to the General Names vol. XXIX. — Memoirs 0.
- Library. Academy of sciences. Annals XXIII, 1—143.
- New Zealand. Geological Survey Department of Mines. Bulletin 0.
- Novo Alexandria. Annuaire géologique et minéralogique de la Russie XIV, 10; XV, 8—9; XVI, 1.
- Nürnberg. Naturhistorische Gesellschaft. Abhandlungen 0. Mitteilungen 0.
- Offenbach. Verein für Naturkunde 0.
- Ohio. Geological Survey. Bulletin 0.
- Ottawa. Geological and natural history survey. — Proceedings and Transactions 0.
- Geological Survey Branch Memoir, Nr. 23, 29—E, 43, 44. Report West-Territories 0; Summary Report 1912.
- Guide Book Nr. 1, Excursion in Eastern Quebec and the Maritime Provinces, Part I u. II; Nr. 2, Excursions in the Eastern Townships of Quebec and the Eastern Part of Ontario; Nr. 3, Excursions in the Neighbourhood of Montreal and Ottawa; Nr. 4, Excursions in Southwestern Ontario; Nr. 5, Excursions in the Western Peninsula of Ontario and Manitoulin Island; Nr. 8, Transcontinental Excursion C 1 Toronto to Victoria and return via Canadian Pacific and Canadian Northern Railways, Part I, II, III; Nr. 9, Transcontinental Excursion C 2 Toronto to Victoria and return via Canadian Pacific, Grand Trunk Pacific and National Transcontinental Railways; Nr. 10, Excursions in Northern British Columbia and Yukon Territory and along the North Pacific Coast.
- Parahyba. Museu Commercial do Rio de Janeiro 0.

- Paris. Société géologique de France. Bulletin (4), XII, 1912, 7, 8, XIII, 1913, 1—5.
- Société de Géographie. Bulletin „La Géographie“ XXVII, 3—6; XVIII, 1—6; XIX, 1—4.
- Annales des mines 1913, IV, 12; 1914, V, 1—7.
- Spelunca. Société de Spéléologie. Bulletin et Mémoires IX, 71—73.
- École Française d'Athènes. Exploration archéologique de Délos 0.
- Passau. Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresberichte 0.
- Perth. Geological Survey. Western Australia. Bulletin 44, 48, 49, 51—55.
- Annual Progress Report 0.
- Philadelphia. Academy of natural science. Proceedings 65, 1913, 3; 66, 1914, 1.
- Journal 0.
- American Institute of Mining Engineers. Bulletin 0.
- Portland (Maine). Portland Society of natural history. Proceedings 0.
- Pozsony. Verein für Natur- und Heilkunde. Verhandlungen 0.
- Prag. K. böhmische Gesellschaft der Wissenschaften. Sitzungsberichte 0. — Jahresbericht 0.
- Lese- u. Redehalle der Deutschen Studenten. Berichte 0.
- Deutscher naturwissenschaftl.-mediz. Verein für Böhmen „Lotos“. Zeitschrift 61, 1—10, 1913.
- Preßburg. Verein für Natur- und Heilkunde. Verhandlungen 0.
- Pretoria. Union of South Africa. Mines Department 0. Geological Survey. Report 0.
- Regensburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Berichte XIV, 1912.
- Rennes. Société scientifique et médicale de l'Ouest. Bulletin XXII, 1913, 1—4.
- Rochester. Geological Society of America. Bulletin XXIV, 4, Index; XXV, 1.
- Academie of Science. Proceedings 0.
- Rock Island, Illinois. Augustana Library, Publications 0.
- Rom. Academia Reale dei Lincei. Rendiconti dell' adunanza Solenne 0. — Atti XXII, 2. sem., 10—12; XXIII, 1. sem., 1—12; 2. sem., 1.
- Comitato R. geologico d'Italia. Bollettino 44, 1913, 1. Memorie 0.
- Società geologica Italiana. Bollettino 32, 3, 4; 33, 1.
- Ufficio geologico. Memorie descrittive della Carta geologica d'Italia XVI.

- Rom. Internationales Landwirtschaftliches Institut. Internationale agrartechnische Rundschau V, 1—9; Bulletin bibliographique hebdomadaire IV, 48—52, V, 1—44.
- Rostock. Großherz. Mecklenburg. Geolog. Landesanstalt. Mitteilungen O.
- San Francisco. California Academy of sciences. Proceedings II, 1—202; III, 265—454; IV, 1—13.
- St. Etienne. Société de l'industrie minérale. Bulletin (5), IV, 12; V, 1—6 (4 m. Atlas); Annuaire 1914/15.
- St. Gallen. Naturwissenschaftliche Gesellschaft. Jahrbuch O.
- St. Louis. Academy of science. Transactions O.
- St. Petersburg. Académie Impériale des sciences. Bulletin 1913, 18; 1914, 1—11. Mémoires O.
- Russische Kaiserliche Mineralogische Gesellschaft. Verhandlungen O. Materialien zur Geologie O.
- Société Impér. des naturalistes. Comptes rendus O.
- Comité géologique. Mémoires, N. Sér. 84, 85, 87, 88, 89, 93. Bulletin 31, 1912, 9, 10.
- Cabinet géologique de Sa Majesté. Travaux O.
- Musée Géologique Pierre le Grand près l'Académie Impériale des Sciences. Travaux VII, 1913.
- Explorations géologiques dans les régions aurifères de la Sibérie O.
- São Paulo. Sociedade Scientifique. Revista VII.
- Sendai. Tôhoku Imperial University. The Science Reports I(2), 4, 5.
- Sofia. De l'Université de Sofia Annuaire O.
- South Bethlehem, Pa. Economic Geology VIII, 1913, 8; IX, 1914, 1—7.
- Springfield, Illinois. Geological Survey of Illinois State, Bureau of Labor Statistics of Illinois. Biennial Report 32, Annual Coal Rep. 1913.
- State Museum of Natural History. Report O.
- Stockholm. Konigl. Svenska Vetenskaps Akademiens Handlingar O. — Arkiv för Zoologi O. — Arkiv för Botanik O. — Arkiv för Mineralogi och Geologi O. — Arkiv för Matematik O. — Årsbok O.
- Geolog. föreningen. Förhandlingar 35, 1913, 6, 7; 36, 1914, 1—5.
- Les prix Nobel O.
- Meddelanden från K. Svenska Vetenskaps Akademiens Nobelinstitut O.
- Accessions-Katalog XXVIII, 1913.
- Sveriges Geol. Undersökning: Afhandlingar och uppsatser C 239—246; Ca 8—11; Aa 135, 138, 141, 146, 149.



- Straßburg i. E. Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung, Monatl. Übersicht über die seismische Tätigkeit der Erdrinde 0.
- Stuttgart. Verein für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Jahresheft 70, 1914 m. Beilage.
- (früher Halle). Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften 0.
- Kosmos, Gesellschaft der Naturfreunde. Kosmos-Handweiser 0.
- Deutsch-Südamerikanisches Institut. Mitteilungen II, 1913.
- Sydney. Australian Museum:
1. Report of the Trustees for the year, ended June 30<sup>th</sup> 1913.
  2. Records: X, 7.
- Department of mines. Annual report 0.
- Geological Survey of New South Wales (Ressort. v. Department of mines and agriculture):
1. Memoirs.
 

a) Geology	}	0.
b) Palaeontology		
  2. Mineral Resources 0.
  3. Records: 0.
- Taihoku. The Bureau of Productive Industry, Government of Formosa III, 1913. (Icones Plantarum Formosanarum, nee non et Contributiones ad Floram Formosanam by B. HAYATA.)
- Tokyo. Earthquake Investigation Committee. Publications in foreign languages 0. — Bulletin VI, 2.
- Imperial university, science college. Journal 32, 11, 12; 33, 2; 34, 2; 35, 1—6; 36, 1—4. — General-Index I—XXV (1887—1908). — Calendar 0.
- Imperial geological Survey. Memoirs 0.
- Topeka (Kansas). Kansas Academy of sciences. Transaction XXVI. — University Geological Survey of Kansas Bulletin I.
- Toronto. Bureau of Mines, Annual report 0.
- Trenton. Geological Survey of New Jersey. Annual Report 0.
- Upsala. Geological Institution of the University. Bulletin XII.
- Arskrift 0.
- Urbana. Illinois State Geological Survey. Bulletin 0.
- Venezia. Instituto veneto di scienze, lettere e arti. Atti 0. Memoire 0. Osservazioni Meteorologiche Geodinamiele 0.
- Washington. United States Geological Survey. Bulletin 531, 536, 538 539, 540, 542, 543, 545, 546, 547, 551, 554, 555, 558, 564, 575, 580 A, B, C.

- Washington. United States Geological Survey. Monographs 0.  
 — — Annual Report **34**, ended June 1913.  
 — — Mineral Resources 0.  
 — — Professional Paper, Nr. 76, 81, 82, 84, 85 B, 85 C, D, E, 90 A, B.  
 — — Water Supply and Irrigations Papers 295, 302, 303, 309, 319, 320, 322, 323, 333, 334, 337, 340 A, 345 A, B, C, D.  
 — Smithsonian Institution. Annual Report 1913. — Miscellaneous. Collections. Quart. Issue. **57**, 13; **61**, 15, 17, 18, 19, 20—25; **62**, 2; **63**, 2—5; **64**, 1.  
 — Contributions to Knowledge (Hodgkinsfund) 0.  
 — Opions, rendered by the International Commission on Zoological Nomenclature 57—65.  
 — U. S. National Museum. Annual Report for the year ending June 0.  
 — The National Geographic Magazine 0.  
 Wien. Geologisches und Paläontologisches Institut der Universität Wien. Mitteilungen XXVI, 3, 4; XXVII, 1.  
 — k. k. Geolog. Reichsanstalt. Jahrbuch **63**, 3—4, 1913. Verhandlungen 1913, 13—18; 1914, 1. — Abhandlungen 0.  
 — k. k. Naturhistorisches Hofmuseum. Annalen XXVII, 4, XXVIII, 1 u. 2.  
 — Geologische Gesellschaft in Wien. Mitteilungen VI, 1913, 3.  
 — Kaiserl. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte, Abt. I, 1913, **122**, 3—5, 6, 7. Abt. IIa, 1913, **122**, 5—8. Abt. IIb, 1913, **122**, 6—8.  
 — Erdbebenkommission, Mitteilungen 0.  
 — Verein der Geographen der k. k. Universität 0.  
 Wiesbaden. Verein für Naturkunde. Jahrbuch **66**, 1913.  
 Zürich. Naturforschende Gesellschaft. Vierteljahrsschrift **58**, 3—4; **59**, 1—2. Mitteilungen 1913.  
 — Schweizerische Naturforschende Gesellschaft (vorm. allgemeine Schweiz. Gesellsch. f. d. gesamten Naturwissenschaften). Neue Denkschriften **48**; **49**.

## B. Einzelwerke.

Die Liste der neueingegangenen Einzelwerke und Sonderabdrucke findet sich am Schluß der einzelnen Monatsberichte (vgl. Monatsber. 2, 3, 5, 6/7, 8/11, 12).

## C. Karten und Kartentexte.

*Europa.*

## Deutsches Reich.

Preußen. Geologische Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, 1:25 000. Herausgegeben von der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt. Mit je 1 Heft Erläuterungen zu jedem Blatte<sup>1)</sup>.

Lief. 161. † Grabowen, Gr. Duneyken, Czychen, Orlowen.

- 164. † Barby, Zerbst, Wulfen, Aken, Cöthen.

- 169. † Köslin, Bulgrin, Seeger, Boissin, Gr. Tychow.

- 177. Calbe, Staßfurt, Nienburg, Güsten, Bernburg.

- 188. † Wriedel, Eimke, Unterlüß.

Übersichtskarte der Braunkohlenvorkommen Ostdeutschlands (Oberbergamtsbezirk Breslau). Bearbeitet durch C. HOFFMANN. Aus Anlaß des XII. Allgemeinen Bergmannstages zu Breslau 1913 herausgegeben. Blatt 1—6.

Übersichtskarte des Oberschlesischen Steinkohlenreviers und seiner Nachbargebiete. Nach Aufnahmen der Kgl. Geologischen Landesanstalt, älteren Spezial- und Übersichtskarten sowie eigenen Begehungen zusammengestellt von R. MICHAEL. Aus Anlaß des XII. Allgemeinen Bergmannstages zu Breslau 1913 mit Unterstützung des Oberschlesischen Berg- und Hüttenmännischen Vereins herausgegeben.

Sachsen. Geologische Spezialkarte des Königr. Sachsen. Sektion Treuen-Herlasgrün Nr. 134, mit Erläuterungen. Sektion Löbnitz Nr. 126.

Bayern. Oberbergamt.

Geologische Karte 1:25 000, Bl. Ebenhausen Nr. 67 und Bl. Baierbrunn Nr. 713, mit Erläuterungen.

## Österreich.

k. k. Geologische Reichsanstalt in Wien. Geologische Karte, Lief. 12, 1:75 000:

Iglau, Zone 8, Kol. XIII, Nr. 64 NW-Gruppe,

Wels-Kremsmünster, Zone 13, Kol. X, Nr. 3, SW-Gruppe,

<sup>1)</sup> Die mit † bezeichneten Veröffentlichungen beziehen sich auf das Tiefland, alle übrigen auf das Gebirgsland.

Enns-Steyr, Zone 13, Kol. XI, Nr. 4, SW-Gruppe,  
Kirchdorf, Zone 14, Kol. X, Nr. 11, SW-Gruppe  
und Erläuterungen zu Iglau-Pago.

Ungarn. Kgl. Ungarische Geologische Reichsanstalt in  
Budapest.

Bl. Brusztura, Zone 11, 12, Kol. XXX, m. Erläuterungen.

Bl. Dognaeska u. Gattaja, Zone 24, Kol. XXV, mit  
Erläuterungen.

Bl. Ökörmezö u. Tuchla, Zone 10, 11, Kol. XXIX, mit  
Erläuterungen.

Rumänien. Institutul geologie al Romanici.

Ser. XVIII, Valenii de Munte, Col. P.

Schweiz.

Geolog. Kommission.

Geolog. Stereogramm (Parallelprojektion) des Gebirges  
zwischen Engelberg u. Meiringen.

Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, N. F., Lief. XXVI,  
Spezialkarte Nr. 55<sup>bis</sup>

Karte 1 : 100 000, Bl. VIII, II. Aufl. 1913, Erläute-  
rungen Nr. 17.

Schweden. Sveriges Geologiska Undersökning.

Bladet Tranås Ser. Aa Nr. 135,

- Börringe Kloster, - - - 138,

- Linköping, - - - 141,

- Trelleborg, - - - 146,

- Kisa, - - - 149.

Asien.

Japan.

Geological Survey.

1. Geological Map. Division IV, 6 Bl.

2. Map showing distribution of minerals. Division IV,  
6 Bl.

Ferner geolog. Blätter:

1. Nagasaki, Zone 4, Kol. 2, mit Erläuterungen.

2. Fukae, - 4/5, - 1/2 (2 Bl.), m. Erläut.

3. Hiroshima, - 7, - 5.

4. Izu, - 8, - 11 u. 12.

5. Shiryazaki, - 21, - 14.

*Afrika.*

Union of South-Africa.

Geolog. Survey.

Sheet 2. Pienaars River (New Series) Portions of Pretoria Rustenburg and Waterberg Districts m. Supplement to the Explanation.

- 12. Pilandsberg. Portion of Rustenburg District, mit Erläuterungen.
- 13. Olifants River. Portions of Lydenburg, Middelburg, and Zoutpansberg Districts, mit Erläuterungen.

*Australien.*

Victoria.

- 1. Bl. Murmuncsee.
- 2. Bl. Wacra.

*Amerika.*

Vereinigte Staaten von Nord-Amerika.

U. St. Geological Survey.

Geologie Atlas.

Niagara, Barnesboro-Patton, Tallula-Springfield, Ellijay, Murphysboro-Herrin.

Topography: 1. Utah, 2. Colorado (Lake County), 3. Pennsylvania-Maryland Gettysburg Battlefield and vicinity, 4. Niagara Gorge.

# Deutsche Geologische Gesellschaft.

Januar 1915.

## Vorstand

Vorsitzender: vac. \*)

Stellvertretende Vorsitzende	{	Herr Bornhardt.
	{	„ Krusch.
	{	„ Bärtling.
Schriftführer	{	„ Hennig.
	{	„ Janensch.
	{	„ Weissermel.
Schatzmeister	„	Michael.
Archivar	„	Schneider.

## Beirat

Die Herren Frech-Breslau, Fricke-Bremen, Madsen-Kopenhagen, Oebbecke-München, Rothpletz-München, Salomon-Heidelberg.

## Verzeichnis der Mitglieder.

Die beigedruckten Zahlen geben das Jahr der Aufnahme an.

*Aachen, Aktien-Gesellschaft für Bergbau, Blei- und Zinkfabrikation zu Stolberg und in Westfalen, 1914, Aachen.*

*Aachen, Geologische Sammlung der Kgl. Technischen Hochschule, 1907.*

*Abendanon, E. C., Bergingenieur, 1907. Noordeinde 86, Haag (Holland).*

*Ahlburg, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.*

---

\*) Infolge des Krieges nicht gewählt; der Vorstand und Beirat haben einstimmig beschlossen, die Geschäfte in der bisherigen Weise bis auf weiteres zu führen.

- Albert, Robert, Dr., Professor an der Forstakademie, 1902. Eberswalde.
- Alberti, Rudolf, Dr., 1914. Goslar (Harz), Reußstr. 2.
- Albrecht, Emil, Dipl.-Ingenieur und Generaldirektor, 1900. Hannover.
- Allorge, M. Marcel, 1908. Louviers, Normandie (France).
- Altona (Elbe), *Städtisches Museum*, 1910. Altona (Elbe).
- von Ammon, Ludwig, Dr., Professor, Oberbergdirektor a. D., 1873. München, Akademiestr. 13 II.
- Andrée, Karl, Dr., Professor, 1902. Königsberg i. Pr.
- Anholt, *Fürstlich Salm-Salm'sche Generalverwaltung*, 1914. Anholt (Westf.).
- Aockerbloom, Ottmar, cand. rer. mont., 1914. Clausthal (Harz). Corpshaus Montania.
- Arlt, Hans, Dr., Bergassessor, 1911. München, Herzogparkstr. 2.
- Arndt, Heinrich, Dr., 1909. München, Himmelreichstr. 3.
- von Arthaber, G., Dr., Professor, 1892. Wien IX, Ferstelgasse 3.
- Aßmann, Paul, Dr., Kgl. Geologe, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Athenstädt, Professor, Dr., Oberlehrer, 1912. Duisburg. Cölner Straße 16.
- Aulich, Dr., Professor an der Kgl. Maschinenbau- und Hüttenschule, 1907. Duisburg, Prinz-Albrecht-Str. 33.
- Balkenhol, Joseph, Oberlehrer, 1914. Witten (Ruhr), Ruhrstraße 51.
- Balthazar, Jean, 1907. Bonn, Koblenzer Str. 99.
- Baelz, General-Manager, 1914. 907-908 White Building Seattle, Washington (U.S.A.).
- Bamberg, Paul, Fabrikbesitzer, 1902. Wannsee b. Berlin, Kleine Seestraße 12.
- Barrois, Charles, Dr., Professor, 1877. Lille, rue Pascal 41.
- Barsch, Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Bärtling, R., Dr., Kgl. Geologe, Privatdozent, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Basedow, Herb., Dr., Chief Medical Inspector and Chief Protector of Aborigines, 1908. Kent-Town, Adelaide, Süd-Australien.
- Baumann, L., Dipl.-Bergingenieur, 1908. Transvaal, Randfontein, c/o. J. H. Baumann, Esq., P. O. Box 2.
- Baumgärtel, Bruno, Dr., Privatdozent an der Kgl. Bergakademie, 1910. Clausthal (Harz).

- Baumhauer, H., Dr., Professor, 1879. Freiburg (Schweiz).  
 Beck, Carl, Dr., 1898. Stuttgart, Wagenburgstr. 10.  
 Beck, Richard, Dr., Professor, Oberbergrat, 1884. Freiberg i. S., Meißner Ring 10.  
 Becker, A., Lehrer am Realprogymnasium, 1912. Staßfurt.  
 Becker, Ernst, Dr., Geologe, 1903. Darmstadt, Riedesestraße 17.  
 Behlen, H., Kgl. Forstmeister, 1908. Kiel, Knooper Weg 37.  
 Behr, Fritz M., cand. geol., 1913. Bonn, Poppelsdorfer Allee 61.  
 Behr, Johannes, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.  
 Behrend, Fritz, Dr., Assistent an der Kgl. Bergakademie, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.  
 Belowsky, Max, Dr., Professor, Privatdozent, Kustos am Min.-Petrogr. Institut, 1896. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.  
 Benecke, E. W., Dr., Professor, 1866. Straßburg i. Els., Goethestr. 43.  
 Berendt, G., Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe a. D., 1861. Friedenau, Kaiserallee 120.  
 Berg, Georg, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.  
 Bergeat, Alfred, Dr., Professor, 1893. Königsberg i. Pr. XIII., Oberteichufer 12.  
 Bergmann, W., Bergwerksdirektor, 1904. Ilseder Hütte b. Peine.  
 Bergt, Walter, Dr., Professor, Direktor des Museums für Vulkanologie und Länderkunde (Stübelstiftung) im Grassi-Museum, Privatdozent für Mineralogie und Petrographie an der Universität, 1894. Leipzig-Eutritzsch, Gräfestraße 34.  
*Berlin, Bibliothek der Kgl. Technischen Hochschule, 1909. Charlottenburg.*  
*Berlin, Geologisch-mineralogisches Institut der Kgl. Landwirtschaftl. Hochschule, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 42.*  
*Berlin, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.*  
*Berlin, Geologische Sammlung der Kgl. Bergakademie, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.*  
*Berlin, Handbibliothek des Geologischen Landesmuseums, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.*  
*Berlin, Verein der deutschen Kaliinteressenten, 1914. Berlin SW 11, Anhaltstr. 7.*



- Berlin, Verein der Studierenden der Geographie an der Universität Berlin*, 1912. Berlin NW 7, Geographisches Institut der Universität, Georgenstr. 34/36.
- Beyer, Schulrat, Professor, Dr., 1911. Dresden 27, Kantstr. 2.
- Beyschlag, Franz, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, Direktor der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1883. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Beyschlag, Rudolf, Bergbaubeflissener, 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Biereye, Professor, 1907. Groß-Lichterfelde, Haupt-Kadettenanstalt, Lehrerhaus.
- von Bismarck, 1898. Vierhof bei Groß-Sabow.
- Blaas, Jos., Dr., Professor, 1884. Innsbruck, Gutenbergstr. 3.
- Blanckenhorn, Max, Dr., Professor, Mitarbeiter der Geol. Survey of Egypt und der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1881. Marburg i. Hess., Wilhelmsplatz.
- Bochum i. W., Westfälische Berggewerkschaftskasse*, 1905.
- von Böckh, Prof., Dr., Ministerialrat im Kgl. Ung. Finanzministerium, 1914. Budapest.
- Bode, Arnold, Dr., Professor a. d. Kgl. Bergakademie, 1902. Clausthal (Harz).
- Boden, Karl, Dr., Geologe, Assistent am Geolog.-Paläontol. Institut der Universität, 1907. München, Geolog. Institut der Universität, Neuhauser Str. 51.
- Böhm, Joh., Dr., Professor, Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Böhdnel, stud. geol., 1912. Freiburg i. B., Vogesenstr. 21, IV.
- Bonn, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität*, 1907. Bonn, Nußallee.
- Born, Axel, Dr., Assistent am Senkenbergischen Museum, Frankfurt a. M., Viktoria-Allee.
- von dem Borne, Dr., Professor, 1888. Krietern (Kreis Breslau), Königl. Erdwarte.
- Bornhardt, Geh. Oberbergrat, Vortragender Rat im Ministerium für Handel und Gewerbe, 1894. Charlottenburg, Dernburgstr. 49.
- Borth, Deutsche Solvaywerke, Aktien-Gesellschaft, Abteilung Borth*, 1910. Borth, Post Büderich, Kreis Mörs.
- Bottenbroich, Akt.-Ges., Grube Graf Fürstenberg*, 1914. Bottenbroich bei Frechen.
- Botzong, Carl, Dr., 1907. Heidelberg-Handschuhsheim, Bergstr. 107.
- Branca, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

- Brandes, H., Rentner, 1889. Hoheneggelsen N. 231 (Prov. Hannover).
- Brandes, Theodor, Dr., Privatdozent, Assistent am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität, 1912. Leipzig, Talstr. 35.
- Brauns, Reinhard, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1885. Bonn, Endenicher Allee 32.
- Braunschweig, Herzoglich Braunschweigisch-Lüneburgische Kammer, Direktion der Bergwerke zu Braunschweig, 1914. Braunschweig.*
- Bravo, José J., Professor, Direktor del Cuerpo de Ingenieros de Minas, 1908. Lima (Peru), Apartado No. 889.
- Breslau, *Deutscher Markscheiderverein, 1912. Breslau VIII, Goethestr. 69.*
- Breslau, Geologisches Institut der Universität, 1910.*
- Briquet, Abel, Avocat à la cour d'appel, 1914. Douai (Nord), 44 rue Jean de Bologne.
- Broili, Ferdinand, Dr., a. o. Professor, Konservator an der Paläontolog. Staatssammlung, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Straße 51.
- Bruhns, W., Dr., Professor, 1888. Clausthal (Harz), Kgl. Bergakademie.
- Brünn, Lehrkanzel für Geologie und Mineralogie a. d. k. k. Deutschen Technischen Hochschule, 1909.*
- von Bubnoff, Serge, Dr., 1909. St. Petersburg, Galernaja 25, Quart. 10.
- Bucher, Walter, Dr., 1910. Cincinnati, Ohio, 2624 Eden Avenue.
- Bücking, Hugo, Dr., Professor, Direktor der Geol. Landesanstalt, 1873. Straßburg i. Els., Lessingstr. 7.
- Budapest, Ungarisches Nationalmuseum, Mineralogische Abteilung, 1912. Budapest XVIII, Nationalmuseum, Ásványtár (Mineralogische Abteil.)*
- Buldirski, Boris, cand. geol., 1913. Adresse z. Z. unbekannt.
- Burre, O., Dr., 1910. Detmold, Neue Leopoldstr. 14.
- Busz, K., Dr., Professor, Geheimer Bergrat, 1904. Münster i. W., Heerdestr. 16.
- Buxtorf, August, Dr., a. o. Professor, 1907. Basel, Grenzacher Straße 94.
- Cahn, Gustav, Bergwerksbesitzer, 1912. Triest.
- Canaval, Richard, Dr., k. k. Berghauptmann und Hofrat, 1890. Klagenfurt, Ruprechtstr. 8.
- Capellini, Giovanni, Professor, Senator, 1884. Bologna.

- Carthaus, Emil, Dr., 1910. Halensee, Schweidnitzer Str. 9 I.
- Chewings, Charles, Dr., 1896. Hawthorn, William-Street, South Australia.
- Clark, William Bullock, Dr., Professor, State Geologist für Maryland, 1885. Baltimore, John Hopkins University.
- Clarke, John Mason, Dr., Professor, State Geologist and Paleontologist, Director New York State Museum, 1886. Albany (New York), State Hall.
- Clausthal, Kgl. Oberbergamt*, 1869.
- Cloos, Hans, Dr., 1909. Marburg (Bez. Kassel), Barfüßertor 23.
- Cöthen, Grube Leopold b. Edderitz, Aktiengesellschaft*, 1914. Cöthen i. Anh., Heinrichstr. 1.
- Cöthen, Städtisches Friedrichs-Polytechnikum*, 1908.
- Cramer, Rudolf, Dr., Kgl. Geologe, 1906. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Crecelius, Th., Lehrer, 1909. Lonsheim bei Alzey (Rheinhausen).
- Cremer, G., Oberberggrat, 1914. Kalkberge (Mark).
- Cronacher, R., Dr. phil., Dipl.-Ingenieur, 1908. Berlin NO 55, Elbinger Str. 56.
- Crook, Alja Robinson, Dr., Curator, State Museum of Natural History, 1897. Springfield, Ill., U. St. A.
- Dahms, Albert, Bergassessor, 1909. Hannover, Geibelstraße 48 III.
- Dammer, Bruno, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Dannenberg, Artur, Dr., Professor, 1894. Aachen, Techn. Hochschule.
- Dantz, C., Dr., Bergwerksdirektor a. D., 1892. Grunewald, Wißmannstr. 7.
- Daressalam, Kaiserliche Bergbehörde*, 1914. Daressalam.
- Darton, N. H., Geologist U. S. Geological Survey, 1904. Washington, D. C.
- Dathe, Ernst, Dr., Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe a. D., 1874. Berlin W 35, Steglitzer Str. 7.
- Deecke, Wilhelm, Dr., Professor, Direktor der Großherzogl. Badischen Geol. Landesanstalt, 1885. Freiburg i. Br., Erwinstr. 37.
- Dela Croix, Charles, 1911. Berlin-Lichterfelde, Bellevue 29.
- Delhaes, W.; Dr., 1907. Hannover, Scharnhorststr. 17 I.
- Delkeskamp, R., Dr., 1905. München-Neuhausen, Flüggenstraße 6 I.

- Denckmann, August, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent an der Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Deninger, Karl, Dr., Professor, 1902. Freiburg i. Br., Hebelstr. 40. Geologisches Institut.
- De Stefani, Carlo, Dr., Professor, Direktor der geologisch-paläontologischen Sammlungen, 1898. Florenz.
- Dienemann, Dr., Assistent am Geologischen Institut der Universität, 1913. Marburg (Lahn).
- Dienst, Paul, Dr., Assistent an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Diesel, Eugen, cand. geol., Assistent am Kgl. Geol. Institut, 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Dietrich, W., Dr., Assistent am Geol.-Paläont. Institut u. Museum, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Dietz, C., Bergwerksdirektor, 1908. Kaliwerk Einigkeit, Ehmén bei Fallersleben.
- Dittmann, Kurt Emil, Dr., Dipl.-Ingenieur, 1911. Essen (Ruhr), Dreilindenstr. 63 I.
- de Dorlodot, Henry, Abbé, Professor an der Université catholique, 1902. Löwen in Belgien, 44 rue de Bériot.
- Doerpinghaus, W. T., Dr., 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Dortmund, *Naturwissenschaftl. Verein*, 1913. Dortmund, Märkische Str. 60.
- Dresden, *Bergwitzer Braunkohlenwerke, Aktiengesellschaft*, 1914. Johann Georgenallee 25 I.
- Drevermann, Fritz, Dr., Professor, 1899. Frankfurt a. M.-Preungesheim, Parsevalstr. 10.
- Duft, Bergrat, 1911. Berlin W 8, Unter den Linden 31 III.
- Dyhrenfurth, Günther, Dr., Privatdozent, 1908. Breslau XII, Schloß Carlowitz.
- Ebeling, Bergrat, 1894. Hannover, Tiergartenstr. 42.
- von Eck, Dr., Professor, 1861. Stuttgart, Weißenburgstraße 4B II.
- Eck, Otto, Dr., 1908. Bonn a. Rh., Ritterhausstr. 17.
- Eisleben, *Mansfeldsche Kupferschiefer bauende Gewerkschaft*, 1914. Eisleben.
- Eller, Albert, Dr., Dipl.-Ingenieur, 1908. Danzig.
- von Elterlein, Adolf, Dr., Unterstaatssekretär a. D., 1898. Walsrode (Hannover), Kirchstr. 6.
- Emerson, Benjamin, Professor der Geologie an den Amherst and Smith Colleges, 1868. Amherst (Massach.), N.-A.

- Endriß, Karl, Dr., Professor an der Kgl. Technischen Hochschule, 1887. Stuttgart, Neue Weinsteige 75.
- Enke, Alfred, Dr. med. h. c., Kommerzienrat, 1913. Stuttgart, Hasenbergsteige 3.
- Erdmannsdörffer, O. H., Dr., Professor, 1900. Hannover, Techn. Hochschule, Geolog. Institut.
- Erkelenz, *Internationale Bohrgesellschaft*, 1914. Erkelenz.
- Ermisch, Karl, Bergwerksdirektor bei Friedrichshall und Sarstedt A.-G., 1908. Kaliwerk Friedrichshall bei Sehnde (Hannover).
- Ernst, Gustav, Kgl. Bergrat, 1909. Halberstadt, Seydlitzstraße 13 B.
- Esch, Ernst, Dr., 1893. Darmstadt, Roquetteweg 37.
- Essen, *Bergschule*, 1914. Essen (Ruhr).
- Essen (Ruhr), *Bibliothek des Vereins für die bergbaulichen Interessen*, 1907. Essen (Ruhr).
- Essen (Ruhr), *Naturwissenschaftliches Museum der Stadt Essen*, 1914. Essen (Ruhr).
- Ewald, Rud., Dr., 1910. Königsberg (Pr.), Geol. Institut der Universität.
- Felix, Johannes, Dr., Professor, 1882. Leipzig, Gellertstr. 3.
- Fels, Gustav, Dr., 1902. Wien VI, Köstlergasse 6.
- Felsch, Joh., Dr., 1908. p. A. Professor Meier, Casilla 1559, Santiago de Chile (Süd-Amerika).
- Fenten, José, Dr., Staatsgeologe, 1906. Buenos Aires, Casilla Correo 1568.
- Finckh, Ludwig, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, Privatdozent, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Fischer, H., Geh. Bergrat, 1906. Dresden.
- Flegel, Dr., Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Fliegel, Gotthard, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, Dozent a. d. Landwirtschaftl. Hochschule, 1898. Berlin-Wilmersdorf, Gieselerstr. 22.
- Fraas, Eberhard, Dr., Professor, 1890. Stuttgart, Stitzenburgstr. 2.
- Francke, M., Bergassessor a. D., Bergwerksdirektor, 1912. 1 London Wall Buildings, London E. C.
- Frank, Julius, Bergwerks- und Hüttenbesitzer, 1909. Adolfs-  
hütte bei Dillenburg.
- Franke, A., Lyceallehrer, 1910. Dortmund, Junggesellen-  
straße 18.
- Franke, G., Professor, Geh. Bergrat, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Franke, Dr., Professor, 1895. Schleusingen.
- Frech, Fritz, Dr., Geh. Bergrat, Professor an der Universität und der Technischen Hochschule, 1881. Breslau, Schuhbrücke 38/39, Geologisches Institut. Privatwohnung: Neudorfstr. 41.
- Fremdling, C., Kgl. Oberbergamtsmarkscheider, 1910. Dortmund, Knappenberger Str. 108.
- Fremery, Hermann, 1908. Adresse z. Z. unbekannt.
- Frentzel, Alexander, Dr.-Ing., Dipl.-Ing., 1906. Tetjuschki (Gouv. Kasan), Rußland.
- Freudenberg, Wilh., Dr., Privatdozent, 1907. Göttingen, Baurat Gerberstraße 19.
- Freystedt, Landesbauinspektor, Regierungsbaumeister a. D., 1908. Posen O 1, Königsplatz 6 III.
- Friederichsen, Max, Dr., Professor, 1903. Greifswald, Moltkestr. 4.
- Baron von Friesen, Kammerherr, Exzellenz, 1883. Karlsruhe (Baden), Jahnstr. 20.
- Fuchs, Alex., Dr., Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Fuchs, Hubert, Bergrat, 1910. Dresden-Radebeul, Kaiser-Friedrich-Allee 19.
- Fulda, Ernst, Bergassessor, 1911. Eisleben, Hessestr. 23.
- Gäbert, Carl, Dr., Geologe, Montangeologisches Bureau, 1907. Leipzig, Inselstr. 2.
- Gagel, Curt, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent an der Bergakademie, 1890. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Gärtner, Dr., Direktor der Wenzeslausgrube, 1904. Ludwigsdorf, Kreis Neurode.
- Geinitz, Eugen, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1877. Rostock.
- Geisenheimer, Dr., Bergassessor, 1904. Kattowitz.
- Gelsenkirchen, *Bergwerks-Aktiengesellschaft, Consolidation*, 1914. Gelsenkirchen.
- Gerth, Heinrich, Dr., Privatdozent, 1907. Bonn, Geolog. Institut, Nußallee.
- Giebeler, Wilhelm, Prokurist der Firma Ernst Giebeler, Bergwerks-Effekten-Geschäft, 1914. Siegen i. Westf.
- Gill, Adam Capen, Dr., 1891. Ithaca (New York), Cornell University.
- Gleiwitz, *Oberschlesische Eisen-Industrie, Aktiengesellschaft für Bergbau und Hüttenbetrieb*, 1914. Gleiwitz.
- Glöckner, Friedr., Dr., 1909. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Gorjanović-Kramberger, Karl, Dr., Hofrat, Professor und Präsident der geologischen Kommission der Königreiche Kroatien-Slavonien, Direktor des Geologischen Nationalmuseums, 1898. Agram (Zagreb), Kroatien.

Görlitz, Magistrat, 1914. Görlitz.

Goslar, *Naturwissenschaftlicher Verein*, 1904.

Gosselet, Jules, Professor, 1862. Lille, rue d'Antin 18.

Goßner, B., Dr., Privatdozent, 1911. München, Neuhauser Straße 51 (Mineralogisches Institut).

Gothan, Walter, Dr., Privatdozent, Sammlungskustos a. d. Geolog. Landesanstalt, 1907. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Göttingen, *Geologisches Institut der Universität*, 1905.

Grabau, H., Dr., Professor, Oberlehrer a. D., 1879. Leutzsch b. Leipzig, Rathausstr. 1.

Graf, Engelbert, Schriftsteller, 1911. Lorsch (Hessen), Bahnhofstr. 31.

Gräßner, P. A., Geheimer Regierungsrat, Generaldirektor a. D., 1889. Schlachtensee b. Berlin, Adalbertstr. 25 A I.

Gravelius, Dr., Professor an der Technischen Hochschule, 1905. Dresden-A., Reißigerstraße 13.

Graz, *Geologisches Institut d. k. k. Universität*, 1913. Graz.

Greif, Otto, Bergingenieur, 1907. Stuttgart, Landhausstr. 2 II.

Gröber, Paul, Dr., 1907. Buenos Aires (Argentinien), Calle Maipú 1241.

Gröbler, Bergrat, 1894. Wetzlar, Hausergasse 36.

Grosch, Paul, Dr., Adresse z. Z. unbekannt.

von Groth, Paul, Dr., Professor, Geheimer Rat, 1866. München VI, Brieffach.

Grubenmann, Ulr., Dr., Prof., 1907. Zürich, Eidgen. Polytechnikum.

Grupe, Oskar, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Gürich, Georg, Dr., Professor, Direktor des Mineralogischen Instituts, Mitarbeiter der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1891. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.

Haack, W., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Haardt, W., Dr., Assistent an der Kgl. Geologischen Landesanstalt, 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Haarmann, Erich, Dr., Geologe, 1904. Berlin-Halensee, Küstriner Str. 11.

Hahn, F. Alexander, 1886. Idar a. d. Nahe.

Hahne, August, Stadtschulrat, 1913. Stettin, Königsplatz 15.

- Hähnel, Otto, Dr. phil., Assistent am I. Chemischen Institut der Universität, 1909. Gr.-Lichterfelde, Jägerstr. 15.
- Halberstadt, „Naturwissenschaftlicher Verein“, 1912. Halberstadt.
- Halle a. S., Kgl. Oberbergamt, 1910.
- Halle a. S., Landwirtschaftliches Institut der Kgl. Universität Halle-Wittenberg, 1910. Halle a. S., Ludwig-Wucherer-Str. 2.
- Hambloch, Anton, Dr.-Ing. h. c., Grubendirektor, 1906. Andernach a. Rh.
- Hamborn, Gewerkschaft Deutscher Kaiser, Abteilung Bergbau, 1914. Hamborn am Rhein.
- Hamm, Bergwerksgesellschaft Trier m. b. H., 1914. Hamm i. Westf.
- Hamm, Hermann, Dr. phil. et med., 1899. Osnabrück, Lortzingstr. 4.
- Hannover, Alkaliwerke Ronnenberg, 1914. Hannover, Landschaftstraße 6.
- Harbort, Erich, Dr., Privatdozent, Kgl. Bezirksgeologe, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Harder, Poul, Dr., 1910. Kopenhagen, V. Gl. Kongevej 157.
- Harker, A., M. A., 1887. Cambridge (England), St. John's College.
- Haßlacher, H., Bergassessor, 1907. Daressalam, Deutsch-Ostafrika.
- Haupt, O., Dr., Kustos an der geol.-mineralogischen Abteilung des Großherzogl. Landesmuseums, 1907. Darmstadt, Wendelstadtstr. 13 I.
- Hauser, Dr., Privatdozent, 1910. Berlin NW 7, Bunsenstr. 1, Technologisches Institut der Universität.
- Hauthal, Rudolf, Dr., Professor, 1891. Hildesheim, Roemer-Museum.
- Heckel, M., Bergrat, Kgl. Bergwerksdirektor, 1911. Vienenburg a. Harz.
- Hecker, O., Dr., Geologe, 1900. Dahlem, Parkstr. 90/92. Heidelberg, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, 1912.
- Heidenhain, F., Dr., Professor, Oberlehrer, 1866. Stettin, Preußische Str. 43 III.
- Heim, Albert, Dr., Professor, 1870. Hottingen-Zürich.
- Heim, Fritz, Dr., Geologe, 1910. München, Friedrichstraße 1 III.
- Helgers, Eduard, Dr., 1905. Frankfurt a. M., Mendelssohnstraße 69.
- Freifräulein v. Helldorf, Adda, 1911. Dresden, Dürerstraße 86 I.



- Henke, Wilh., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Henkel, Ludwig, Dr., Professor, Oberlehrer, 1901. Schulpforta bei Naumburg a. S.
- Hennig, Edwin, Dr., Privatdozent an der Universität, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Henning, Charles L., Bergingenieur, 1912. Denver, Colorado, U.S.A. 4922 W, 34th Avenue.
- Henrich, Ludwig, 1901. Frankfurt a. M., Zeil 48 I.
- Herbing, Dr., Bergreferendar, 1904. Halle a. S., Marienstraße 7 pt.
- Hermann, Paul, Dr., Geologe, 1904. Mannheim, Stephanienpromenade 17.
- Hermann, Rud., Dr., 1904. Adresse z. Z. unbekannt.
- Herne, *Gewerkschaft Friedrich der Große*, 1914, Herne i. W.
- Herrmann, Fritz, Dr., Kgl. Geologe, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Herzberg, Franz, Dr.-Ing., Dipl.-Ingenieur, 1909. Frankfurt a. M., Rüsterstr. 11.
- Heß von Wichdorff, Hans, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- van der Heyden à Hauzeur, Louis, Generaldirektor 1903. Auby-lez-Douai (France, Nord), Compagnie Royale Asturienne Des Mines.
- Hibsch, Jos. Em., Dr., Professor i. R., 1883. Wien XVIII/1, Erndtgasse 26 II.
- Hildebrandt, Max, 1901. Berlin N 65, Triftstr. 61.
- Hintze, Carl, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1870. Breslau, Moltkestr. 5.
- Hirschwald, Julius, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1898. Grunewald bei Berlin, Wangenheimstr. 29.
- Hlawatsch, Carl, Dr., Volontär am k. k. Naturhist. Hofmuseum, Miner.-petrogr. Abteilung, 1907. Wien XIII/5, Linzer Str. 456.
- Hoffmann, Berginspektor, 1910. Knurow (Oberschl.).
- Hohenlohehütte, Hohenlohe-Werke, Aktiengesellschaft*, 1914. Hohenlohehütte (Oberschl.).
- Höhne, Erich, Dr., Geologe, 1908. Pechelbronn b. Wörth, Post Sulz unterm Wald (Elsaß), Deutsche Erdölgesellschaft.
- Holland, F., Oberförster, 1895. Heimerdingen, O.-A. Leonberg (Württemberg).
- Holtheuer, Richard, Dr., Professor, 1891. Leisnig i. S.
- Homberg (Niederrhein), Gewerkschaft Sachtleben*, 1914. Homberg a. Rh.

- Homburg (Niederrhein), Steinkohlenwerk „Rheinpreußen“, 1913.*
- Höppner, Wilhelm, Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Horn, Erich, Dr., Wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Mineral.-Geol. Institut, 1907. Hamburg, Lübecker Tor 22.
- Horn, Max, Dr., Geologe. Königsberg i. Pr., Geologisches Institut der Universität.
- Hornstein, F. F., Dr., Professor, 1867. Kassel, Weigelstraße 2 II.
- Hornung, Ferd., Dr., 1889. Leipzig-Kleinzschocher, Antonienstr. 3.
- Hotz, Walther, Dr., 1912. Weltevreden (Niederl. Indien), Koningsplein.
- Hoyer, Professor, 1894. Hannover, Ifflandstr. 33.
- Hoyermann, Thekla, cand. geol., 1913. Tübingen, Geolog. Institut der Universität.
- Huffnagel, P., Districtsgeoloog, 1909. Ruurlo, Niederlande.
- Hug, Otto, Dr., 1897. Bern, Belpstr. 42.
- Hugi, E., Dr., Professor, 1907. Bern (Schweiz), Geologisches Institut der Universität.
- Hummel, Karl, Dr., 1911. Freiburg i. Br., Geologisches Institut, Hebelstr. 40.
- Freiherr von Huene (v. Hoyningen-Huene), Friedrich, Professor, Dr., Privatdozent, 1899. Tübingen.
- Huth, W., Dr., 1912. Berlin-Lichterfelde 3, Unter den Eichen 55 I.
- Jaeckel, B., Dr., Chemiker, 1912. Elberfeld, Siegfriedstr. 39.
- Jaffé, Richard, Dr.-Ing., Dipl.-Bergingenieur und Markscheider, 1911. Frankfurt a. M., Gärtnerweg 40.
- Jahn, Jar. J., Dr., Professor, 1907. Brünn in Mähren, Böhmisches Technische Hochschule.
- Jaekel, Otto, Dr., Professor, 1884. Greifswald, Fischstraße 18.
- Janensch, Werner, Dr., Professor, Kustos am Geol.-Paläont. Institut d. Mus. f. Naturkunde, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- von Janson, A., Rittergutsbesitzer, 1886. Schloß Gerdauen (Ost-Pr.).
- Jentzsch, Alfred, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1872. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Johow, Paul, Bergrat, 1914. Buer i. W.
- Jung, Gust., Kommerzienrat, Direktor, 1901. Neuhütte bei Straßensbach, Nassau.

- Just, Wilhelm, Hauptlehrer, 1890. Zellerfeld (Harz).
- Kaiser, Erich, Dr., Professor, 1897. Gießen, Löberstraße 25.
- Kalkowsky, Ernst, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1874. Dresden-A., George-Bähr-Str. 22.
- Kammrad, Gerhard, Dr., Oberlehrer, 1914. Berlin N 20, Uferstr. 10.
- Karlingen, Saar- und Mosel-Bergwerks-Gesellschaft, 1914. Karlingen, Lothringen.
- Karlsruhe, Geol.-Mineralog. Institut der technischen Hochschule, 1915.
- Kattowitz, Kattowitzer Aktien-Gesellschaft für Bergbau- und Eisenhüttenbetrieb, 1905.
- Kattowitz, Fürstlich Plessische Bergwerksdirektion, 1914. Kattowitz.
- Kattowitz, Generaldirektion der Schlutiuswerke, 1914. Kattowitz, Holteistr. 29.
- Katzer, Friedrich, Dr., Regierungsrat, Vorstand der Bosnisch-herzegow. Geologischen Landesanstalt, 1900. Sarajevo (Filialpost).
- Kaufholz, Dr., Professor, Oberlehrer, 1893. Goslar, Vogel-sang 4.
- Kaunhowen, F., Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kayser, Emanuel, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, Direktor des Geologischen Instituts der Universität, 1867. Marburg in Hessen.
- Kegel, Wilhelm, Dr., Geologe an der Kgl. Geol. Landes-anstalt, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Keidel, H., Dr., Staatsgeologe, Chef der Sección Geología (d. División de Minas, Geología é Hidrología), 1909. Buenos Aires, Maipú 1241.
- Keilhack, Konrad, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirigent an der Geologischen Landesanstalt, 1880. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kemmerling, G. L. L., Dipl.-Bergingenieur, 1910. Maastricht (Holland).
- Kempner, M., Geh. Justizrat, Vorsitzender des Kalisyndikats, G. m. b. H., 1914. Berlin W, Taubenstr. 46.
- Keßler, Paul, Dr., Privatdozent, 1907. Straßburg-Ruprechtsau, Wanzenauer Str. 11 D.
- Keyßer, Carl, Dr., Dipl.-Bergingenieur, 1909. Unter-Eschbach bei Bensberg (Rhld.), Vieillemontagne.
- Kirchberger, Margarete, stud. phil., 1914. Bonn a. Rh., Göbenstr. 10.

- Kirschstein, Egon Fr., Geologe und Forschungsreisender, 1902. Adresse z. Z. unbekannt.
- Kirste, Ernst, Rektor, 1910. Altenburg, Ziegelstr. 38.
- Klähn, Hans, Dr., 1910. Colmar i. E., Korngasse 6.
- Klauß, Oskar, Bergwerksdirektor, 1908. Hannover, Lärchenberg 15.
- Klautzsch, Adolf, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Klein, W. C., Dr., Geoloog bij de Bataafsche Petroleummaatschappij, 1910. 's Gravenhage, Lange Vijverberg 2. [Nach 1. V. Weltevreden (Niederl. Indien), Bataafsche Petroleummaatschappij.]
- Klemm, Gustav, Dr., Bergrat, Professor, Großherzogl. Hess. Landesgeologe, 1888. Darmstadt, Wittmannstr. 15.
- Klewitz, Otto, Bergreferendar, 1909. Klein-Lübars bei Groß-Lübars, Reg.-Bez. Magdeburg.
- Klien, Walter, Dr., I. Assistent am Geologischen Institut und der Bernsteinsammlung, 1910, Königsberg i. Pr., Lange Reihe 3 II.
- Klinghardt, Franz, Dr., 1910. Greifswald, Geol. Institut der Universität.
- Klockmann, Friedrich, Dr., Prof., Geh. Regierungsrat, 1879. Aachen, Technische Hochschule.
- Klusemann, K., stud. geol. et. rer. nat., 1912. Breslau X, Lehmdamm 4 hp.
- Knauer, Joseph, Dr., Geologe, 1907. München 38, Notburgastraße 6 II.
- Knepper, Gustav, Bergwerksdirektor, 1914. Bochum.
- Knod, Reinhold, Dr., 1907. Trarbach a. d. Mosel.
- Koch, Max, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe a. D., 1884. Berlin W 30, Frankenstr. 7.
- Köhler, William, Kgl. Berginspektor, 1914. Recklinghausen.
- Koehne, Werner, Dr., Kgl. Geologe, 1902. München, Herzogstraße 62 III.
- Kolbeck, Friedrich, Dr., Professor a. d. Kgl. Bergakademie, Oberbergrat, 1901. Freiberg, Sachsen.
- Kolesch, Dr., Professor, Oberlehrer, 1898. Jena, Forstweg 14.
- v. Komorowicz, M., Dr., Regierungsgeologe, 1911. Basel (Schweiz), Geol. Institut der Universität.
- von Koenen, Adolf, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1863. Göttingen.
- Königsberg i. Pr., *Königliche und Universitäts-Bibliothek*, 1909.

- Koenigsberger, Joh., Dr., Prof., 1911. Freiburg i. Br., Hebelstr. 33.
- Koperberg, M., Oberingenieur a. D. des Bergwesens in Niederländisch-Indien, 1912. Utrecht, Fr. Halstr. 1.
- Koritschoner, F., Dr. Adresse z. Z. unbekannt.
- Korn, Joh., Dr., Landesgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Koroniewicz, Paul, Dr., 1910. Warschau, Geologisches Institut des Kaiserl. Polytechnikums.
- Koert, Willi, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kossmat, Fr., Prof., Dr., Direktor der Königl. Sächsischen Geol. Landesanstalt, 1913. Leipzig, Talstr. 35.
- Kraft, Philipp, Dr.-Ing., 1914. 919 Agden Avenue, New York, City.
- Krahmann, Max, Professor, Bergingenieur, Dozent für Bergwirtschaftslehre an der Kgl. Bergakademie, Privatdozent a. d. Techn. Hochschule, 1889. Berlin NW 40, Platz v. d. Neuen Tore 1.
- Kraisz, Alfred, Dr., Geologe der Deutschen Erdöl-Aktiengesellschaft, 1909. Wietze in Hannover.
- Kraencker, Jakob, Dr., Oberlehrer, 1907. Straßburg i. E., Graumannsgasse 11.
- Krantz, Fritz, Dr., Teilhaber der Firma Dr. F. Krantz, Rheinisches Mineralien-Kontor, 1888. Bonn, Herwarthstraße 36.
- Kranz, W., Hauptmann, 1909. Straßburg i. E., Mannheimer Straße 10 II.
- Krause, Carl, Dr.-Ing., Beratender Bergingenieur, 1910. Lüderitzbucht.
- Krause, Paul Gustaf, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Privatdozent, 1889. Eberswalde, Bismarckstr. 26.
- Krenkel, E., Dr., 1907. Leipzig, Steinstr. 17 II r.
- Kretschmer, Franz, Bergingenieur und Bergbaubetriebsleiter, 1899. Sternberg (Mähren).
- Krollpfeiffer, Georg, Dr., Assistent bei der Kgl. Bergakademie, 1910. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kronecker, W., Dr., 1910. Adresse z. Z. unbekannt.
- Krumbeck, Lothar, Dr., Privatdozent, 1912. Erlangen.
- Krümmer, Dr., Bergreferendar, 1914. Bonn.
- Krusch, Paul, Dr., Professor, Abteilungsdirigent a. d. Geol. Landesanstalt, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kuhlmann, Ludwig, Dr. phil., Assistent an der Universität Münster, 1914. Münster, Pferdegasse 3.

- Kühn, Benno, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kukuk, Bergassessor, Geologe der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, 1907. Bochum, Bergschule.
- Kumm, August, stud. geol., 1911. Heidelberg, Bunsenstraße 4 II.
- Kummerow, E., Mittelschullehrer, 1912. Brandenburg a. d. Havel, Harlunger Str. 49.
- Kuntz, Julius, Diplom-Ingenieur, beratender Bergingenieur und Montangeologe, 1905. Steglitz bei Berlin, Hohenzollernstr. 3.
- Kurtz, Professor, Dr., Gymnasialoberlehrer, 1912. Düren, Binsfelder Str. 20.
- Lachmann, Richard, Dr., Privatdozent, 1909. Breslau, Fürstenstr. 102.
- Lang, Richard, Dr., Privatdozent, 1909. Tübingen, Wilhelmstraße 44.
- van der Leeden, Dr., 1910. Berlin-Lichterfelde, Jungfernstieg 7.
- Lehmann, E., Dr., Assistent am Vulkanolog. Institut, 1908. Neapel-Vomero. Via Luigia Sanfelice.
- Lehmann, P., Geheimrat, Dr., Dozent für Erdkunde an der Universität, 1898. Leipzig, Kantstr. 15.
- Leichter-Schenk, Dipl.-Bergingenieur, 1914. Zwickau i. S.
- Leidhold, Clemens, Dr., Assistent a. Geol.-Paläontol. Institut der Universität, 1912. Straßburg i. E.
- Lenk, Hans, Dr., Professor, 1888. Erlangen.
- Leonhard, Richard, Dr., Professor, 1894. Breslau, Kronprinzenstr. 72.
- Leopoldshall-Staßfurt, Herzoglich Anhaltische Salzwerks-Direktion, 1912.*
- Leppla, August, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Lepsius, Richard, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, 1872. Darmstadt, Goethestr. 15.
- Leuchs, Kurt, Dr., Privatdozent, 1907. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Lieber, Hugo, cand. geol., 1913. Marburg (Lahn), Geologisches Institut.
- Liebrecht, F., Dr., 1909. Lippstadt i. W.
- van Lier, Bergingenieur, 1907. Amsterdam, von Breestraat 114.
- Lindemann, A. F., 1884. Sidholme, Sidmouth, Devon (England).

- von Linstow, Otto, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Lissón, Carlos, Professor, 1908. Lima (Peru).
- von Loesch, Karl Christian, Dr. phil., Referendar a. D., 1907. München, Leopoldstr. 6.
- Löscher, Dr., Professor, 1909. Essen-Ruhr, Königssteiner Straße 19 I.
- Lotz, Heinrich, Dr., Kgl. Bezirksgeologe a. D., 1898. Berlin-Dahlem, Ehrenbergstr. 17.
- Loewe, Dr., Bergassessor a. D., Direktor des Kaliwerks Friedrich Franz, 1910. Lübtheen (Mecklenburg).
- Ritter von Łozinski, Walery, Dr., k. k. Bibliothekar, 1907. Krakau, Wolska 14.
- Lyman, Benjamin Smith, Bergingenieur, 1870. Philadelphia (Pa.), Locust Street 708, U. St. A.
- Macco, Albr., Bergassessor und Kgl. Berginspektor a. D., Privatdozent, 1897. Cöln-Marienburg, Leyboldstr. 29.
- Madsen, Victor, Dr., Staatsgeologe und Direktor von Danmarks geologische Undersøgelse, 1892. Kopenhagen V., Kastanievej 10.
- Maier, Ernst, Professor, Dr., 1908. Santiago (Chile), Casilla 1559.
- Martin, J., Dr., Professor, Direktor d. Naturhist. Museums, 1896. Oldenburg, Herbartstr. 12.
- Martin, Karl, Dr., Professor, 1873. Leiden (Holland), Rembrandtstr. 19.
- Marx, Walfried, Rechtspraktikant a. D., cand. geol., 1913. Freiburg, Mercyrstr. 2.
- Mascke, Erich, Dr., 1901. Göttingen, Rheinhäuser Chaussee 6.
- Fürst Matschabelli, Georg, Dipl.-Bergingenieur, 1912. Adresse z. Z. unbekannt.
- Graf von Matuschka, Franz, Dr., 1882. Berlin-Schöneberg, Innsbrucker Str. 44 I.
- McClelland Henderson, J., Dr., Bergingenieur, 1895. London E. C., 4 Bishopsgate.
- Medon, G. H., stud. geol., 1912. Zehlendorf b. Berlin, Georgstr. 6.
- Meigen, W., Dr., Professor, 1913. Freiburg i. B., Hildastr. 54.
- Meister, Ernst, Dr. phil., 1912. Breslau, Geolog. Institut der Universität, Schuhbrücke 38/39.
- Menten, Hubert, 1911. Berlin W 30, Aschaffener Str. 13.
- Mentzel, H., Bergrat, Kgl. Bergwerksdirektor und Bergassessor, 1905. Gladbeck (Westfalen).

- Menzel, Hans, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Merzbacher, Gottfried, Dr., Professor, 1906. München, Möhlstr. 25.
- Mestwerdt, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Meyer, Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Meyer, Erich Oskar, Dr., 1907. Breslau, Schuhbrücke 38.
- Meyer, Hermann L. F., Dr., Privatdozent, 1905. Gießen, Mineralogisches Institut.
- Michael, Richard, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Milch, Ludwig, Dr., Professor, 1887. Greifswald, Schützenstraße 12.
- Möhring, Walther, Dr., Geologe der Compañía Argentina de Perforaciones, 1909. Buenos Aires, Argentinien, Calle 25 de Mayo 293.
- Molengraaff, G. A. F., Dr., Professor, 1888. Delft, Voorstraat 60.
- Monke, Heinrich, Dr., 1882. Berlin-Wilmersdorf, Jenaer Straße 7.
- Montreal, Canada, Library, Mc. Gill University*, 1913. Montreal (Canada).
- Morgenstern, Karl, Kaufmann, 1897. Zehlendorf, Wannseebahn, Alsenstr. 42.
- Mrazec, Ludovic, Professor Dr., Direktor der Königl. Rumänischen geologischen Landesanstalt, 1912. Bukarest, Universität.
- Mühlberg, Johannes, Hoflieferant, Kgl. Rumänischer Konsul, 1905. Dresden-A., Webergasse 32.
- Mühlberg, Max, Dr., 1899. Aarau (Schweiz).
- Müller, Hans, cand. phil., 1911. Adresse z. Z. unbekannt.
- Müller-Herrings, Paul, Bergreferendar, 1909. Colmar i. E., Bruatstr. 6 II.
- Mülter, H. F., Bohrunternehmer, 1910. Königslutter, Herzogt. Braunschweig.
- München, Bibliothek des Paläontologisch-Geologischen Instituts*, 1905. Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Mylius, Hugo, Dr., Privatdozent, 1907. München, Ohmstraße 15 III.
- Nägele, E., Verlagsbuchhändler, 1905. Stuttgart, Hasenbergsteige 1.



- Naumann, Edmund, Dr., 1898. Frankfurt a. M., Zeil 114.
- Naumann, Ernst, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Neubauer, Bergrat, Repräsentant und Direktor der Gewerkschaft Ludwig II., 1894. Staffurt-Leopoldshall.
- Neunkirchen, Gebrüder Stumm, G. m. b. H., 1914. Neunkirchen (Saar).
- Neuroder Kohlen- und Thomwerke, 1914, Neurode (Schl.)
- Neuwelzow, Eintracht, Braunkohlenwerke und Brikettfabriken, 1914. Neuwelzow (Nieder-Lausitz).
- Neu-Weisstein, Verwaltung der Steinkohlenbergwerke Cons. Fuchsgrube zu Neu-Weisstein und David zu Konradsthal, 1914.
- Neu-Weißstein, Post Altwasser i. Schl.
- Niederschelden, Gewerkschaft Alte Dreisbach in Niederschelden-Sieg, 1914. Niederschelden.
- Niedzwiedzki, Julian, Dr., Professor, Hofrat, 1873. Wien, Geol. Hofmuseum, Burgring 7.
- Baron Nopcsa, Franz, Dr., 1903. Wien I, Singerstraße 12.
- Noetling, Fritz, Dr., Hofrat, 1903. Chatsworth, New Norfolk (Tasmanien), Australien.
- Oebbeke, Konrad, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1882. München, Techn. Hochschule, Arcisstr. 21.
- Oberhausen, Gutehoffnungshütte, Aktienverein für Bergbau und Hüttenbetrieb, 1914. Oberhausen, Rheinland.
- Oberste Brink, K., Markscheider, 1912. Marten bei Dortmund, Zeche Germania I.
- Obst, E., Dr., Privatdozent, 1909. Marburg (Lahn), Geograph. Institut.
- Öhmichen, H., Dipl.-Ing., Bergingenieur, 1899. Frankfurt a. M., Metallbank, Bockenheimer Anlagen 45.
- Ollerich, Ad., 1891. Hamburg, Rontzelstr. 68.
- Oppenheim, Paul, Dr., Professor, 1889. Groß-Lichterfelde, Sternstr. 19.
- Orth, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1869. Berlin W 30, Zietenstr. 6 B.
- Osann, Alfred, Dr., Professor, 1883. Freiburg i. Br.
- Oestreich, Karl, Dr., Professor, 1908. Utrecht.
- Papavasiliou, S. A., Dr., Bergingenieur, 1908. Naxos (Griechenland).
- v. Papp, Karl, Dr., Geologe an der kgl. Ungarischen Geolog. Reichsanstalt, 1900. Budapest, Stefánia út 14.
- Passarge, Siegfried, Dr., Professor, 1894. Wandsbek bei Hamburg.

- Paulcke, W., Dr., Professor, 1901. Karlsruhe, Technische Hochschule.
- Peckelmann, Werner, Dr., Kgl. Geologe, 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Penck, Albrecht, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, Direktor des Instituts für Meereskunde und des Geographischen Instituts der Universität, 1878. Berlin NW 7, Georgenstraße 34/36.
- Person, Paul, Kaufmann, 1901. Hannover, Georgstr. 13.
- Petrascheck, Wilhelm, Dr., Sektionsgeologe der k. k. Geol. Reichsanstalt, 1901. Wien III, Rasumoffskygasse 23.
- Pfaff, F. W., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1887. München, Herzogstr. 7 II.
- Pflücker y Rico, Dr., 1868. Lima (Peru).
- Philipp, Hans, Dr., Professor, 1903. Greifswald, Steinbecker Str. 43.
- Philippson, Alfred, Dr., Professor, 1892. Bonn, Königstr. 1.
- Picard, Edmund, Dr., Sammlungskustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Pietzsch, Kurt, Dr., Geologe der Kgl. Sächs. Landesanstalt, 1908. Leipzig, Talstr. 35 II.
- Pilz, R. R., Dr., Dipl.-Ing., 1913. Heidelberg, Neuenheimer Landstr. 34.
- Pittsburgh (Pennsylvania), Carnegie Museum, 1911.*
- Platt, Heinrich, Bergreferendar, 1914. Adresse z. Z. unbekannt.
- Plieninger, Felix, Dr., Professor, 1891. Landwirtschaftl. Hochschule Hohenheim bei Stuttgart.
- Počta, Phil., Dr., Professor, 1908. Prag, Albertov 6.
- Pohlig, Hans, Dr., Professor, 1886. Bonn, Reuterstr. 43.
- Pollack, Vincenz, Professor a. d. Technischen Hochschule, 1914. Wien III, Barmherzigengasse 18.
- Polster, Bergrat, 1896. Weilburg.
- Pompeckj, Jos. Felix, Dr., Professor, 1898. Tübingen.
- Pontoppidan, Harald, Dr., 1907. Hamburg, Claus-Groth-Str. 12.
- Porro, Cesare, Dr., 1895. Mailand, Via Cappuccio 21.
- Portis, Alessandro, Dr., Professor, 1876. Rom, Museo geologico della Università.
- Posen, Naturwissenschaftliche Abteilung der Deutschen Gesellschaft für Kunst und Wissenschaft, 1909. (Zu senden an: Herrn Professor Könnemann, Posen W 3, Carlstr. 19.)*
- Prag, Geologisches Institut der k. k. Deutschen Universität, 1911. Prag II, Weinberggasse 3.*

- Praesent, Hans, Dr., 1912. Greifswald, Langestr. 47.
- Pressel, K., Dr., Professor, 1907. München, Victor-Scheffel-Straße 8 III r.
- Quaas, Arthur, Dr., Kustos am Naturhistorischen Reichsmuseum, 1902. Leiden (Holland), van der Werffplatz.
- Quelle, Otto, Dr., Privatdozent, 1903. Hamburg, Woldsenweg 7 I.
- Quiring, H., Dr., Dr.-Ing., Bergassessor, 1912. Berlin-Tempelhof, Kaiserkorso 68.
- Quitow, W., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Radoslawow, Bogomil M., Dipl. Bergingenieur, Berghauptmann, 1914. Sofia.
- Raeffler, Friedrich, Dr., Bergassessor, 1908. Gera (Reuß), Nikolaistr. 1.
- Ramann, Emil, Dr., Professor, 1898. München, Zieblandstr. 16.
- Range, Paul, Dr., Kaiserl. Geologe, 1905. Schwartau bei Lübeck.
- Rasmuss, Hans, Dr., Staatsgeologe, 1910. Buenos Aires (Argentinien), Calle Maipú 1241.
- Rau, K., Dr., Kgl. Oberförster, 1905. Bermaringen, O.-A. Blaubeuren (Württemberg).
- Rauer, Philipp, Dipl.-Ing., 1913. Adresse z. Z. unbekannt.
- Rauff, Hermann, Dr., Professor, 1877. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Reck, Hans, Dr., 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43, Geol. Institut der Universität.
- Recklinghausen, *Königliche Bergwerksdirektion*, 1914. Recklinghausen.
- Regel, Fritz, Dr., Professor der Geographie, 1892. Würzburg, Uhlandstr. 12 I.
- Baron von Reh binder, Boris, Dr., 1902. St. Petersburg, Berginstitut, Quart. 15.
- Reinisch, Dr., Professor, 1905. Mockau b. Leipzig.
- Reiser, K., Dr., Professor, 1906. München, Liebigstr. 16 II.
- Remelé, Ad., Dr., Honorarprofessor, Geh. Reg.-Rat, 1866. Eberswalde, Forstakademie.
- Renner, Dr., Kgl. Geologe, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Renz, Carl, Dr., Privatdozent, Professor, 1903. Breslau XVIII, Eichendorffstr. 53.
- Reuning, Ernst, Dr., Prokurist der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika, 1910. Lüderitzbucht.
- Reuter, Bergassessor, 1914. Steglitz, Schloßstr. 76.

- Richter, Rudolf, Dr., 1907. Frankfurt a. M.-Eschersheim, am Kirchberg 24.
- Rimann, E., Dr., Dipl. Bergingenieur und Dipl. Markscheider, 1908. Rio de Janeiro, Copacabana, rua des Toneleiros 282.
- Rinne, Fritz, Dr., Professor, Geheimer Regierungsrat, 1887. Leipzig, Mineral. Institut der Universität, Talstr. 35.
- Röchling, W., Bergreferendar, 1908. Saarbrücken, Kanalstraße 1.
- Röhler, Friedr., Lehramtspraktikant, 1910. Pforzheim, Nebeniusstr. 11 I.
- Romberg, Jul., Dr., 1889. Zehlendorf (Wannsee), Landhaus Weiß, Klein-Machnower Chaussee.
- Baron von der Ropp, Jean Friedrich, Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1911. Adresse z. Z. unbekannt.
- Rosenfeld, Paul, Dr., Rechtsanwalt, 1910. Berlin SW 11, Anhaltstr. 14.
- Rother, Robert, Bergreferendar, 1913. Adresse z. Z. unbekannt.
- Rothpletz, August, Dr., Professor, 1876. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Ruda, Gräfl. von Ballestremsche Güterdirektion, 1914. Ruda (Oberschl.).
- Rumpf, Joh., Dr., Hofrat u. Hochschulprofessor i. R., 1876. Piber b. Graz (Steiermark).
- Ruppel, Robert, Bergreferendar, 1913. Düsseldorf-Oberkassel, Kaiser-Wilhelm-Ring 3.
- Rutten, L., Dr., 1907. Soerabaja, Java, Shanghai und Hongkong Bank.
- Ryba, Franz, Dr., o. ö. Professor a. d. k. k. Montan-Hochschule, 1912. Píibram.
- Sabersky-Mussigbrod, Dr., 1890. First Chance Mining Company, Carnet (Montana).
- Salfeld, H., Dr., Privatdozent für Geologie und Paläontologie, 1905. Göttingen, Geologisches Institut.
- Salomon, Wilhelm, Dr., Professor, 1891. Heidelberg, Geologisches Institut der Universität, Hauptstr. 52 II.
- Sauer, Adolf, Dr., Professor, Vorstand d. Kgl. Württ. Geol. Landesaufnahme, 1876. Stuttgart, Mineralog.-Geolog. Institut der Kgl. Technischen Hochschule, Seestr. 124.
- Schalch, Ferdinand, Dr., Großherzogl. Bad. Landesgeologe, Geheimer Bergrat, 1876. Freiburg i. Br., Rosastr. 11.
- Scheffer, Bergassessor, 1912. Dortmund, Betenstr. 12 (Erzstudien-Ges.).

- Scheibe, Robert, Dr., Geh. Bergrat, Professor, Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1885. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Schenck, Adolf, Dr., Professor, 1879. Halle a. S., Schillerstr. 7.
- Scherber, P., Dr., Wirkl. Admiralitätsrat, 1911. Berlin W 15, Uhlandstr. 57 I.
- Schjerner, W., Dr., Direktor des Kaiser-Wilhelms-Realgymnasiums, 1905. Berlin SW 68, Kochstr. 66 I.
- Schlafke, Otto, Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Schlagintweit, Otto, Dr., Privatdozent, 1907. Würzburg, Scheffelstr. 3 I.
- Schlee, Paul, Dr., Professor, Oberlehrer, 1905. Hamburg 24, Immenhof 19.
- Schlenzig, J., Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1898. Charlottenburg, Neue Kantstr. 1.
- Schlippe, O., Dr., 1886. Leipzig-Gohlis, Menckestr. 18.
- Schloßmacher, K., Dr., 1912. Heidelberg, Geol. Mineralog. Institut der Universität.
- Schlunck, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schmeißer, Karl, Dr.-Ing. h. c., Kgl. Berghauptmann und Oberbergamtsdirektor, 1900. Breslau, Kaiser Wilhelmplatz.
- Schmidle, W., Direktor der Oberrealschule, 1909. Konstanz (Baden).
- Schmidt, Adolf, Dr., Professor, 1879. Heidelberg, Zwingerstr. 2.
- Schmidt, Axel, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1905. Stuttgart, Büchsenstr. 56.
- Schmidt, Carl, Dr., Professor, 1888. Basel, Münsterplatz 6/7.
- Schmidt, Martin, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1896. Stuttgart, Büchsenstr. 56 II.
- Schmidt, W. Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schmierer, Th., Dr., Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schnarrenberger, Karl, Dr., Landesgeologe, 1904. Freiburg i. B., Bismarckstr. 7.
- Schneider, Otto, Dr., Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schneiderhöhn, Hans, Dr., 1911. Adresse z. Z. unbekannt.
- Schöndorf, Dr., Privatdozent, 1911. Hannover, Geolog.-Mineralog. Institut der Kgl. Techn. Hochschule.

- Schöppe, W., Dr.-Ing., Bergwerksdirektor, 1907. Berlin-Zehlendorf (Wannseeb.), Georgstraße-Erlenweg.
- Schottler, W., Dr., Bergrat, Landesgeologe, 1899. Darmstadt, Martinsstr. 93.
- Schreiter, Rud., Dr.phil., wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Kgl. Mineralog. Museum, 1912. Dresden-N., Förstereistr. 25 II.
- Schröder, Henry, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schrödter, E., Dr.-Ing. h. c., 1906. Düsseldorf, Jacobistraße 3/5.
- Schucht, F., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, Dozent a. d. Landwirtschaftl. Hochschule, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schuh, Friedr., Dr., 1911. Erlangen, Luitpoldstr. 76 $\frac{1}{3}$ .
- Schulte, Ludw., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schulze, Gustav, Dr., 1907. München, Geol.-Paläont. Institut, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Schumacher, E., Dr., Landesgeologe, Bergrat, 1880. Straßburg i. Els., Nikolausring 9.
- Schünemann, Ferdinand, Kgl. Berginspektor und Bergassessor, 1905. Schmalkalden, Kgl. Bergrevier.
- Schwarz, Hugo, Dr., 1907. Warschau, Jasna 30.
- Schwarzenauer, Bergwerksdirektor, 1908. Helmstedt.
- Schweisfurth, Walter, Bergassessor, 1913. Duisburg, Pulverweg 35.
- Schwertschlag, Jos., Dr., Professor, 1908. Eichstätt (Mittelfranken).
- Scipio, W., Regierungsassessor a. D., 1906. Mannheim, N 5.
- Scupin, Hans, Dr., Professor, 1893. Halle a. S., Friedrichstraße 41.
- Seidl, Erich, Bergassessor, 1910. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- von Seidlitz, W., Dr., Professor, 1906. Jena, Universität.
- Seligmann, Gustav, Dr., Bankier, 1873. Koblenz, Neustadt 5.
- Selle, V., Dr., Bergassessor a. D., 1909. Göllingen am Kyffhäuser, Gewerkschaft Günthershall.
- Semmel, Johannes, Bergreferendar, 1910. Bonn, Kurfürstenstraße 55.
- Semper, Max, Professor, Dr., Dozent a. d. Techn. Hochschule, 1898. Aachen, Technische Hochschule.
- von Seyfried, Ernst, Dr., Major a. D., Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1895. Wiesbaden, Dambachtal 30.

- Sieber, Hans, Dr., Seminarlehrer, 1908. Bischofswerda, Bautzener Straße 70.
- Siegen, *Siegerer Bergschulverein, E. V.*, 1910.
- Siegert, Leo, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Silberg, *Gewerkschaft Grube Glanzenberg*, 1914. Silberg, Post Welschenennest.
- Simon, A., Bergwerksdirektor, 1914. Beendorf b. Helmstedt.
- Simons, Herbert, Student des Bergfachs, 1910. Adresse z. Z. unbekannt.
- Söhle, Ulrich, Dr., Privatdozent, Dipl. Bergingenieur, 1891. Braunschweig, Humboldtstr. 24 II.
- Solger, Friedr., Dr., Privatdozent, Professor. Adresse z. Z. unbekannt.
- Sommermeier, Leopold, Dr., 1908. Erfurt, Steigerstr. 16.
- Sorg, Bergassessor, 1905. Lipine (Oberschlesien), Schlesische Aktiengesellschaft für Bergbau und Zinkhüttenbetrieb.
- Soergel, Wolfgang, Dr., 1909. Freiburg i. Br., Geolog. Institut, Hebelstr. 40.
- Spackeler, Bergassessor, 1914. Kaliwerke Adolfsglück-Hope, Lindwedel b. Hannover.
- Spandel, Otto, 1910. Nürnberg, Verlag des General-Anzeigers f. Nürnberg-Fürth.
- Speyer, Carl, Dr., 1907. Solln bei München, Hirschenstraße 18.
- Spitz, Wilhelm, Dr., 1907. Freiburg i. Br., Großherzogl. Bad. Geol. Landesanstalt, Bismarckstr. 7/9.
- Spulski, Boris, Dr., 1909. Kiew, Rußland, Universität, Geologisches Kabinett.
- von Staff, Hans, Dr., Professor, 1909. Kaiserl. Geologe für Deutsch-Südwestafrika.
- Stahl, A. F., Bergingenieur, 1899. St. Petersburg, Gontscharnaja 13.
- Stappenbeck, Richard, Dr., Staatsgeologe, 1904. Salzwedel, Burgkaffee.
- Steeger, A., Mittelschullehrer, 1914. Crefeld, Sternstraße 19.
- Stein, Dr., Geh. Bergrat a. D., 1865. Halle a. S.
- Steinmann, Gustav, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Bonn a. Rh., Poppelsdorfer Allee 98.
- Steuer, Alex., Dr., Bergrat, Professor, Großherzogl. Hess. Landesgeologe, 1892. Darmstadt, Herdweg 110.
- Stille, Hans, Dr., Professor, 1898. Göttingen, Geol. Institut der Universität, Herzberger Chaussee 55.

- Stöber, F., Dr., Professor, 1896. Gand (Belgien), Université, rue de la roseraie.
- Stoller, J., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Stolley, Ernst, Dr., Professor, 1890. Braunschweig, Technische Hochschule.
- Straßburg i. E., Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Straßburg*, 1909. Straßburg i. E., Blessigstr. 1.
- Stremme, Hermann, Dr., Professor, 1904. Danzig-Langfuhr, Technische Hochschule, Mineral.-Geol. Institut.
- Stromer von Reichenbach, Ernst, Dr., Professor, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Struck, Rud., Dr. med., Professor, 1904. Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
- Strüver, Giovanni, Dr., Professor, 1864. Rom.
- Stürtz, B., Mineralog. und paläontolog. Kontor, 1876. Bonn, Riesstr. 2.
- Stuttgart, Geologische Abteilung des Königl. Statistischen Landesamts*. 1903.
- Stutzer, O., Dr., Professor, 1904. Freiberg i. S.
- Sueß, F. E., Dr., Professor, 1905. Wien I, Landesgerichtsstr. 12.
- Taeger, Heinr., Dr., Privatdozent, 1910. Wien XVIII, Währinger Str. 133.
- Tarnowitz, Oberschlesische Bergschule*, 1905.
- Thenn, Fr., Rentier, 1909. München, Rumfordstr. 19 I.
- Thiem, Günther, Dr.-Ing., Zivilingenieur, 1911. Leipzig, Hillerstr. 9.
- Thies, Otto, Dr., 1914. Wolfenbüttel, Schloßplatz 9 I.
- Thost, Rob., Dr., Verlagsbuchhändler, 1891. Groß-Lichterfelde-Ost, Wilhelmstr. 27.
- Thürach, H., Dr., Großherzogl. Bad. Bergrat und Landesgeologe, 1885. Freiburg i. B.-Günterstal, Schauinslandstraße 8.
- Tietmann, Johannes, Kaufmann, 1914. Witten, Ruhrstr. 75.
- Tietze, Emil, Dr., Oberbergrat, Hofrat, Direktor der k. k. Geolog. Reichsanstalt, 1868. Wien III 2, Rasumoffskygasse 23.
- Tietze, O., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Tille, Dipl.-Ingenieur, 1912. Halle a. S., Lindenstr. 61.
- Tilmann, Norbert, Dr., Privatdozent, 1907. Bonn, Geol.-Pal. Institut der Universität.
- Tobler, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münsterplatz 6, Geologisches Institut.

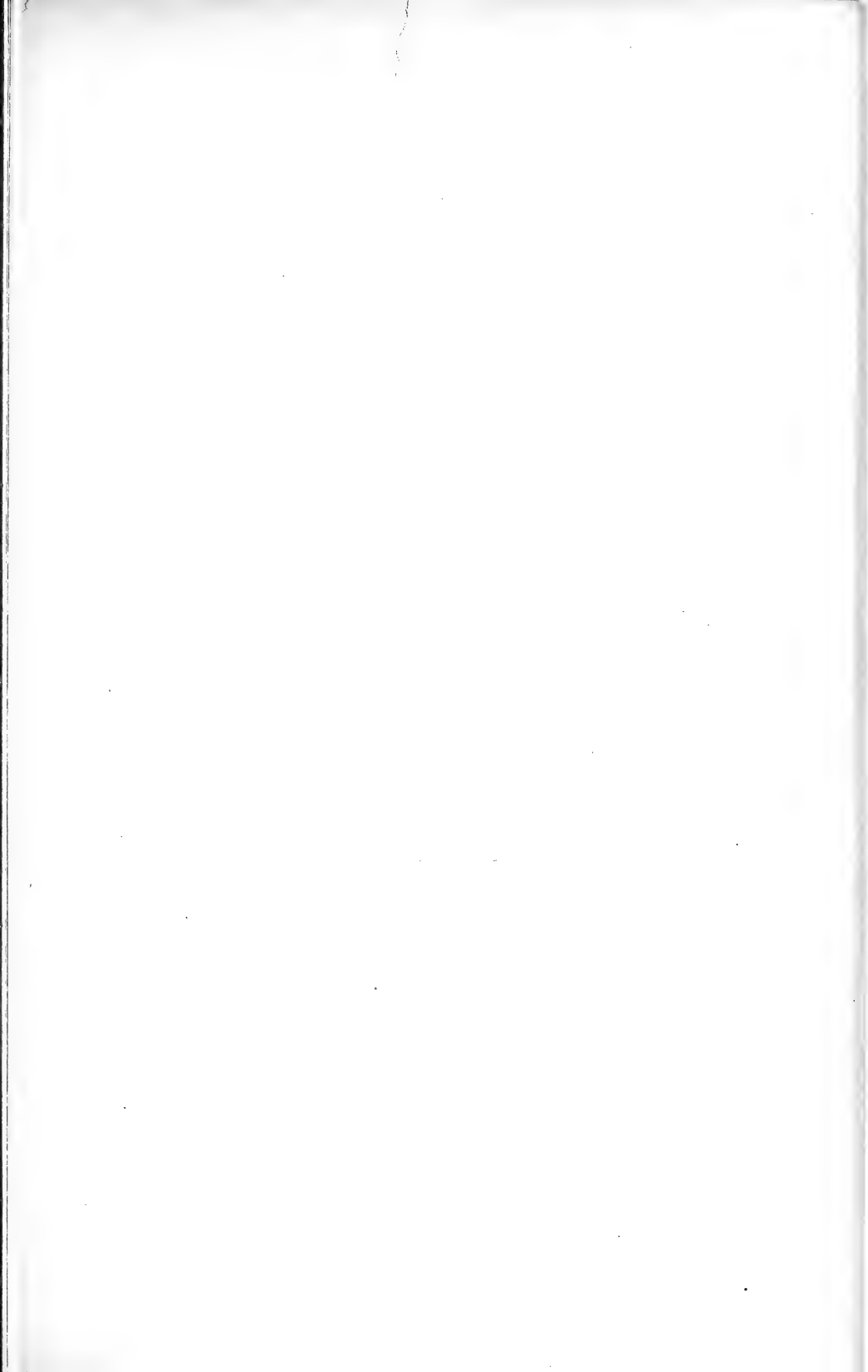


- Tornow, Maximilian, Dr., Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Tornquist, Alexander, Dr., Professor, 1891. Graz (Steiermark), k. k. Techn. Hochschule.
- Toula, Franz, Dr., Hofrat, Professor, 1892. Wien VII, k. k. Techn. Hochschule, Kirchengasse 19.
- Trauth, Friedrich, Dr., 1907. Wien, Burgring 7.
- Tuchel, Dr., Probechemiker bei der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Tzschachmann, Walther, Dr., 1912. Wilmersdorf, Hildgardstr. 19.
- Uhlemann, Alfred, Mitarbeiter der Königl. Sächs. Geolog. Landesanstalt, 1910. Plauen, Vogtland, Sedanstraße 14 II.
- Ulrich, Dr., Geh. Sanitätsrat, 1902. Berlin O 17, Fruchtstraße 6.
- Ulrich, A., Dr., 1886. Leipzig, Thomaskirchhof 20.
- Unter-Eschbach, Akt.-Ges. des Altenbergs (Vieille Montagne, Abt. Bensberg, 1914. Unter-Eschbach.*
- Vacek, Michael, Dr., Chefgeologe u. Vizedirektor der k. k. Geol. Reichsanstalt, 1882. Wien III, Rasumoffskygasse 23.
- Vater, Heinrich, Dr., Professor, 1886. Tharandt, Forst-Akademie.
- Verloop, J. H., Dr., 1907. Amsterdam, Osteinde 8.
- Viebig, Bergassessor, 1907. Hamm (Westf.), Zeche Maximilian.
- Vischniakoff, N., 1876. Moskau, Gagarinsky, Peroulok 18.
- Vogel, Berghauptmann a. D., 1906. Bonn, Drachenfelsstraße 3.
- Vogt, J. H. L., Dr., Professor, 1891. Trondjem, Norwegen, Technische Hochschule.
- Voigt, Kaufmann, 1901. Braunschweig, Schöppenstedter Straße 35.
- Voit, Friedrich W., Dr., Bergingenieur, 1901. Berlin-Westend, Fredericiastr. 7.
- Volz, Wilhelm, Dr., Professor, 1894. Erlangen, Sieglitzhoferstr. 57.
- Vorweg, Hauptmann a. D., 1894. Warmbrunn i. Schl.
- Wagner, Richard, Oberlehrer an der Ackerbauschule, 1886. Zwätzen bei Jena.
- Wagner, Willy, Dr., 1911. Straßburg i. E., Steinwallstraße 6.
- Freiherr Waitz von Eschen, Friedrich, Dr., 1902. Ringenkuhl bei Großalmerode.

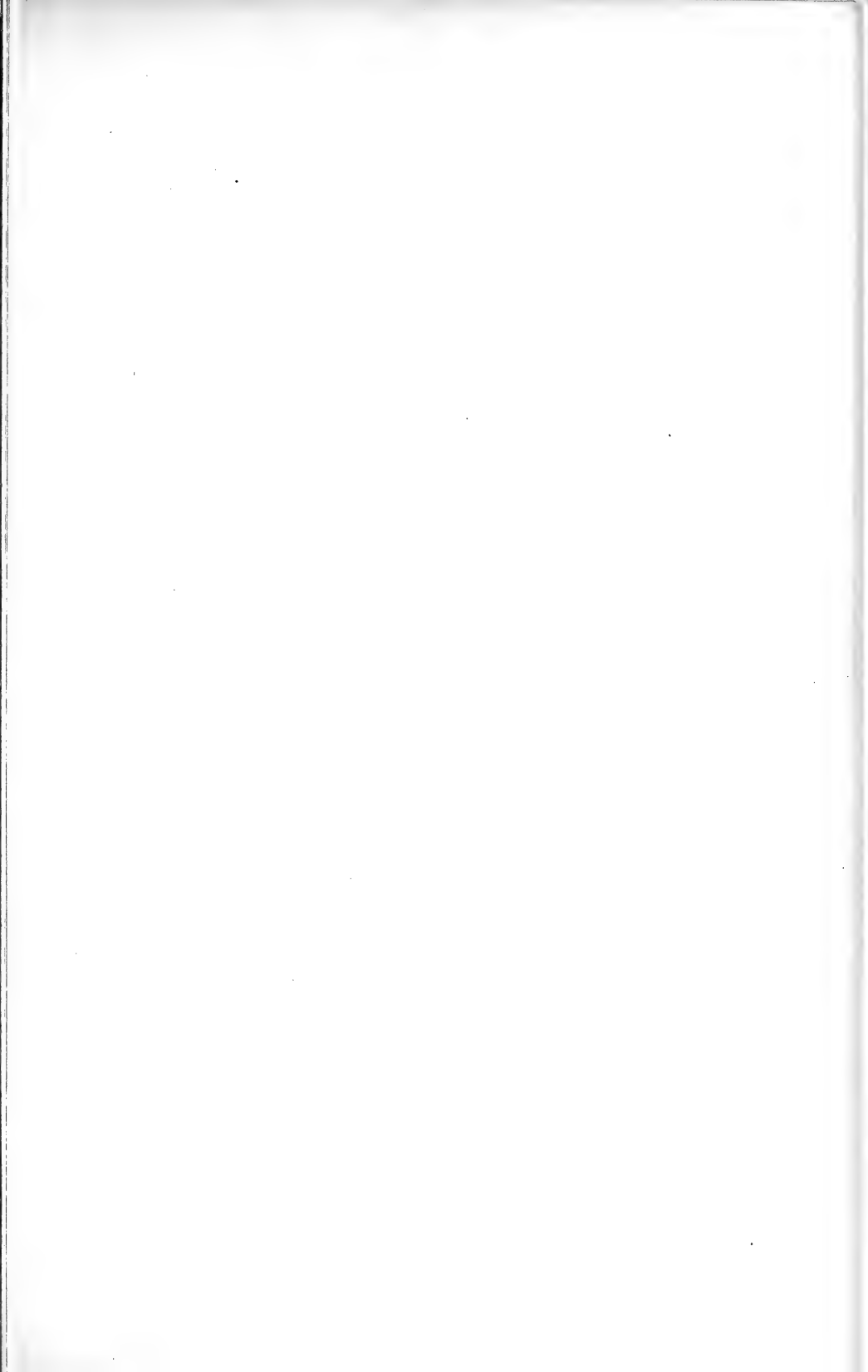
- Waldenburg i. Schles., *Niederschlesische Steinkohlen-Bergbau-Hilfskasse*, 1864. Waldenburg i. Schl., z. H. der Direktion der Niederschlesischen Bergschule.
- Waldschmidt, Ernst, Dr., Professor, 1885. Elberfeld, Griffenberg 67.
- Walther, Joh., Dr., Professor, 1883. Halle a. S., Domstr. 5.
- Walther, Karl, Dr., 1902. Montevideo (Uruguay), Camino Millan 376.
- Wanner, J., Dr., Professor, 1907. Bonn, Geologisches Institut, Nußallee 2.
- Warmbrunn, *Reichsgräfl. Schaffgotsch'sche Majoratsbibliothek*, 1910. Warmbrunn i. Schl.
- van Waterschoot van der Gracht, Dr., W. A. J. M., Ingenieur-Directeur der Rijksopsporing van Delfstoffen, 1909. 's Gravenhage, Cremerweg 6.
- Wattenscheid, *Rheinische Stahlwerke*, 1914. Wattenscheid.
- Weber, Emil, Dr., 1881. Schwepnitz i. S.
- Weber, Maximilian, Dr. phil. et med., Professor, 1899. München, Gabelsbergerstr. 73 III.
- Wedding, Bergreferendar, 1907. Ilsenburg a. Harz.
- Wedekind, Rudolf, Dr., Privatdozent, 1907. Göttingen, Mauerstr. 21.
- Weg, Max, Buchhändler, 1914. Leipzig, Königstr. 3.
- Wegner, Richard N., Dr., 1908. München W 12, Bergmannstr. 54 I.
- Wegner, Th., Dr., Professor, 1904. Münster i. W., Pferdengasse 3.
- Weigand, Br., Dr., Professor, 1879. Straßburg i. Elsaß, Schießrain 7.
- Weingärtner, P. Reginald, M., O. P., 1912. Vechta, Oldenburg, Missionsschule der Dominikaner.
- Weise, E., Professor, 1874. Plauen im Vogtlande.
- Weiser, Friedr. Moritz, cand. geol., 1910. Leipzig-Eutritzsch, Delitzscher Str. 71 I.
- Weissermel, Waldemar, Dr., Professor, Privatdozent, Kgl. Landesgeologe, 1891. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Weiß, Arthur, Dr., Physiker am Technikum, 1895. Hildburghausen, Schloßgasse 9 part.
- Welter, Otto, Dr., 1907. Bonn, Beringstr. 4.
- Wentzel, Jos., Dr., Realschul-Professor, 1889. Laibach.
- Wepfer, Emil, Dr. phil., 1908. Freiburg i. Br., Hebelstr. 40 (Geol. Institut der Universität).
- Werth, Emil, Dr., Kartograph der Kgl. Preuß. Landesaufnahme, 1908. Berlin-Wilmersdorf, Binger Str. 17.

- van Werveke, Leopold, Dr., Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1879. Straßburg i. Els., Ruprechtsau, Adlergasse 11.
- Westeregeln, Consolidirte Alkaliwerke, Akt.-Ges. für Bergbau und chemische Industrie*, 1914. Westeregeln, Bez. Magdeburg.
- Wetzlar, Walter, Dr., Assistent am Mineralogischen Institut und Museum, 1910. Kiel.
- Wetzlar, *Buderussche Eisenwerke*, 1914. Wetzlar.
- Wichmann, Arthur, Dr., Professor, 1874. Utrecht (Niederlande), Universität.
- Wichmann, R., Dr., 1909. Hamburg-Eilbeck, Richardstr. 88.
- Widenmeyer, Oscar, Dipl.-Ingenieur, 1906. Bukarest, Soc. Concordia, Strada Lipsani 10.
- Wieggers, Fritz, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Wien, *k. k. Universitäts-Bibliothek*, 1881.
- Wien, *Mineralogisch-Petrographisches Institut d. Universität*, 1913.
- Wilckens, Otto, Dr., Professor, 1901. Straßburg i. E., Ruprechtsauer Allee 22.
- Wilckens, Rudolf, Dr., 1909. Hannover, Wiesenstr. 56.
- Willmann, Karl, cand. rer. nat., 1911. Freiburg i. Br., Hildastr. 40.
- Wilser, Julius, Dr. phil. nat., 1914. Assistent am Geologischen Institut der Universität Freiburg.
- Windhausen, Anselm, Dr., Staatsgeologe, 1903. Buenos Aires, Argentinien, Casilla Correo 1691.
- Wittich, E., Dr., 6 a del Cipres, 176, Mexiko, D. F.
- Wittmann, H., Lehrer, 1912. Dortmund, Beurhausstr. 58.
- Wójcik, Kasimir, Dr., Privatdozent und Assistent am Geol. Institut in Krakau, 1908. Krakau, St. Anna-Gasse 6.
- Woldrich, Dr., Professor, 1910. Prag II, Karlsplatz 287, Miner.-Geolog. Institut der Böhm. Techn. Hochschule.
- Wolf, Th., Dr., Professor, 1870. Dresden-Plauen, Hohe Straße 62.
- von Wolff, Ferdinand, Dr., Professor, 1895. Halle a. S., Reichhardtstr. 3.
- Wolff, F. M., Dr., 1908. Berlin NW 40, In den Zelten 11.
- Wolff, Wilhelm, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1893. Frohnau bei Berlin, Markgrafenstraße.
- Woermann, Stadtschulrat, 1914. Dortmund, Heiliger Weg.
- Wünschmann, Dr., Oberlehrer, 1914. Halberstadt.
- Wunstorff, W., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Wurm, Adolf, Dr., Privatdozent, Assistent am Geol. Institut der Universität, 1910. Heidelberg.

- Würzburg, *Mineralogisch-Geologisches Institut der Kgl. Universität*, 1909.
- Wüst, Ewald, Dr., a. o. Professor, 1901. Kiel, Mineralog. Institut.
- Wysogórski, Joh., Dr., 1898. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.
- Young, Alfred P., Dr., 1895. London, per Adr. Messrs. Grindlay and Co., Parliament Street 54.
- Zabrze, *Donnersmarkhütte, Oberschlesische Eisen- und Kohlenwerke Aktiengesellschaft*, 1914. Zabrze.
- Zache, E., Dr., Professor, Oberlehrer, 1891. Berlin O 17, Küstriner Platz 9 II.
- von Zahn, Gustav Wilhelm, Dr., Professor der Geographie an der Universität, 1905. Jena, Marienstr. 8.
- Zechlin, Konrad, Apotheker, 1906. Salzwedel.
- Zeise, Oskar, Dr., Landesgeologe a. D., Bureau für wirtschaftliche Geologie, 1886. Mariendorf bei Berlin, Ringstraße 86 I.
- Ziervogel, Herm., Dr., Dipl. Bergingenieur, Großherzogl. Bergmeister, 1908. Karlsruhe, Zähringer Str. 65.
- Zimmer, Robert, Bergwerksunternehmer, 1901. Kassel-Wilhelmshöhe, Schloßteichstr. 13.
- Zimmermann (I), Ernst, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Königl. Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Zimmermann (II), Ernst, Dr., Kgl. Geologe, 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Zobel, Rektor, 1910. Groß-Lichterfelde W., Sophienstr. 7.
- Zuber, Rudolf, Dr., Professor an der Universität, 1897. Lemberg (Galizien), Universität, Geologisches Institut.
- Zwierzycki, J., Dr., Dipl. Bergingenieur, Kgl. Niederländischer Regierungsgeologe, 1914. Batavia (Java), Kooftbureau van mynwezen.







### Erklärung zu Tafel XXXVII.

- Fig. 1. Essexitporphyr. Siehe Studien I, **64**, 1912, S. 437 und dieses Heft Seite 479.
- Fig. 2. Basaltbombe mit Einschlüssen fremden Gesteins, die teils scharf begrenzt sind, teils ganz allmählich in die Grundmasse des „Basaltes“ verfließen. Siehe Studien I, **64**, 1912, S. 449. Vergl. auch Seite 460 dieses Heftes!
- Fig. 3. Monchiquit aus dem Gran Curral, S. 455. Gesetzmäßige Verwachsung von Barkewikit und Titanaugit, Magnetitskelette Mandelräume mit Calcit und Zeolithen.
- Fig. 4. Monchiquit aus dem Gran Curral, S. 456. Gesetzmäßige Verwachsung von Barkewikit mit Titanaugit, Magnetit in Körnern und feinen Skeletten, Plagioklasleisten, Mandelräume z. T. mit Calcit erfüllt. Die Titanaugite außerhalb der photographierten Stelle zeigen z. T. sehr schönen Schalenbau mit intensiv violetten Mänteln!
- Fig. 5. Monchiquit vom Ribero frio, S. 453. Langgestreckte Plagioklasleisten, kleine Amphibole in Säulchen und Körnern, Magnetit in Körnern und feinen Skeletten, große Mandelräume.
-





Fig. 1.

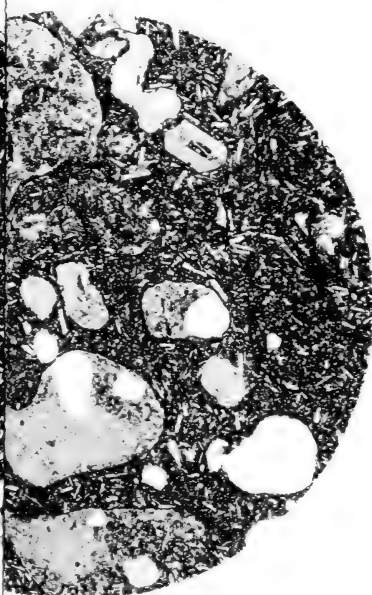


Fig. 2.



Fig. 3.

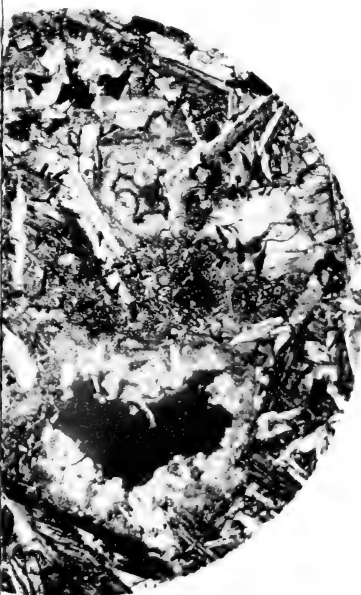


Fig. 4.





Fig. 1

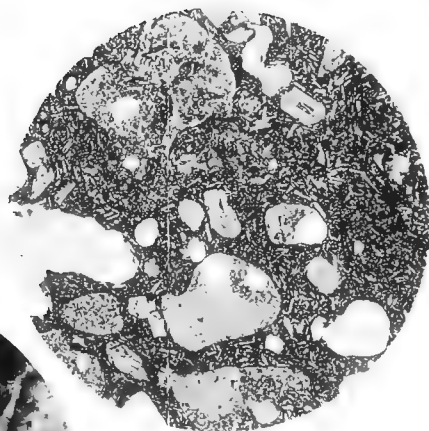


Fig. 2



Fig. 3

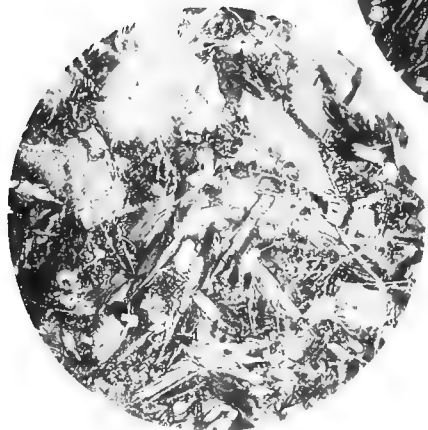


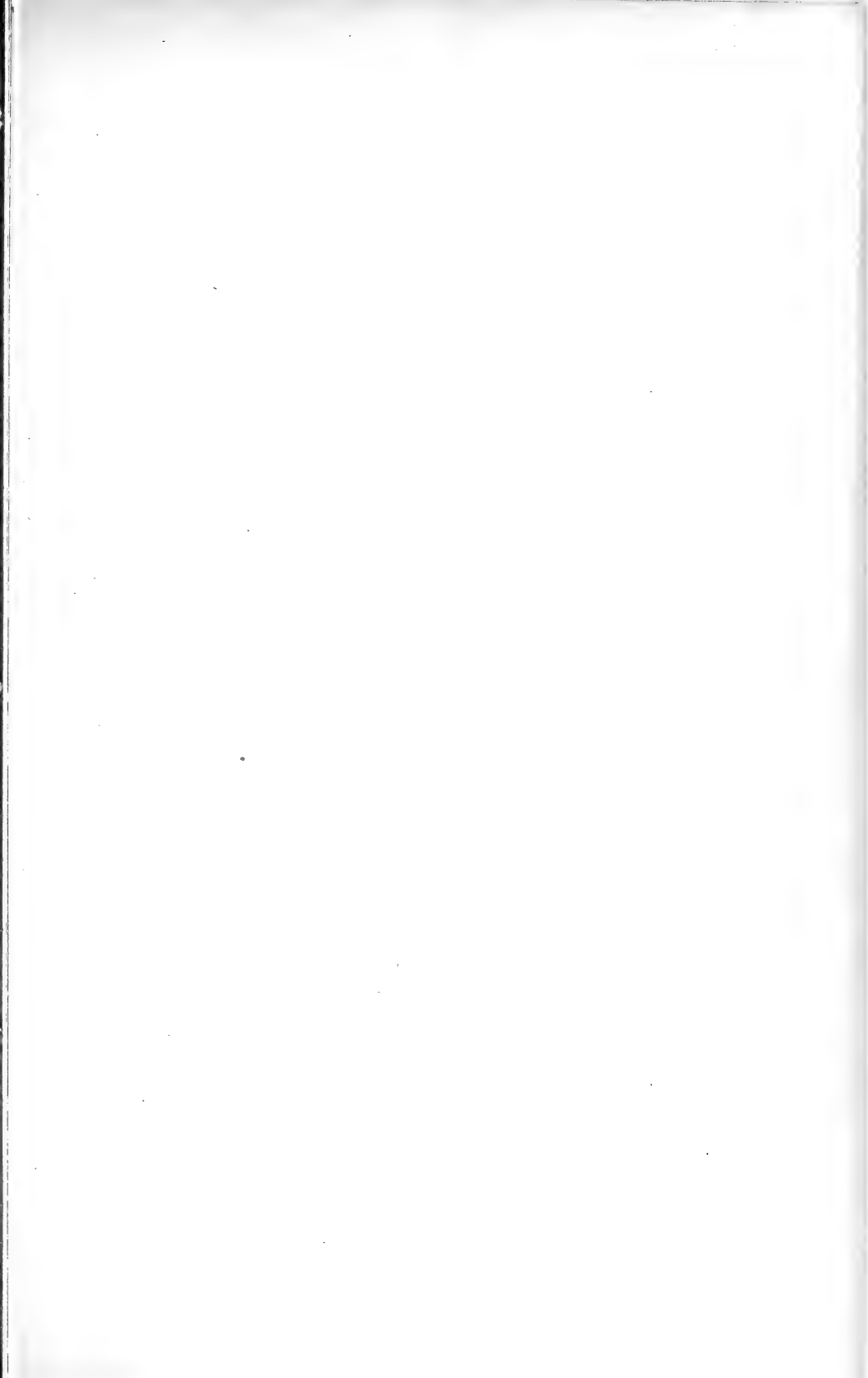
Fig. 4



Fig. 5

Lithdruck von Albert Frisch, Berlin W.





### Erklärung zu Tafel XXXVIII.

- Fig. 1. *Cyathaxonia Girtyi* n. sp., 1a von der Seite, 1b Kelch von oben. 1:1.
- Fig. 2. *Cyathaxonia* spec. 1:1.
- Fig. 3. *Cladopora spinulata* GIRTY. Etwa 1,7:1.
- Fig. 4. *Streptorhynchus*? spec. 1. 4a von außen, 4b von innen. Etwa 4:1.
- Fig. 5. *Streptorhynchus* spec. 2. 4:1.
- Fig. 6. *Richthofenia permiana* GIRTY. 6a von der Seite des natürlichen tangentialen Anschnitts, 6b von oben. 2:1.
- Fig. 7. *Spiriferina Haarmanni* n. sp. 7a und 7b zweischaliges Exemplar von der Dorsal- und Ventralseite, 7c von der Seite. 1:1.

Sämtliche Originale in der Sammlung HAARMANN.

---



Fig. 1a.



Fig. 1b.



Fig. 2.



Fig. 3.

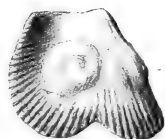


Fig. 4a.

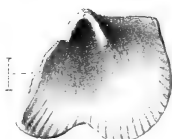


Fig. 4b.



Fig. 5a.



Fig. 5b.

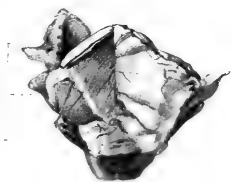


Fig. 6a.

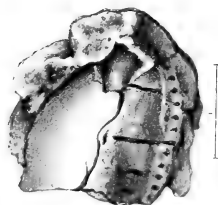


Fig. 6b.

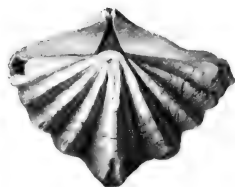


Fig. 7a.



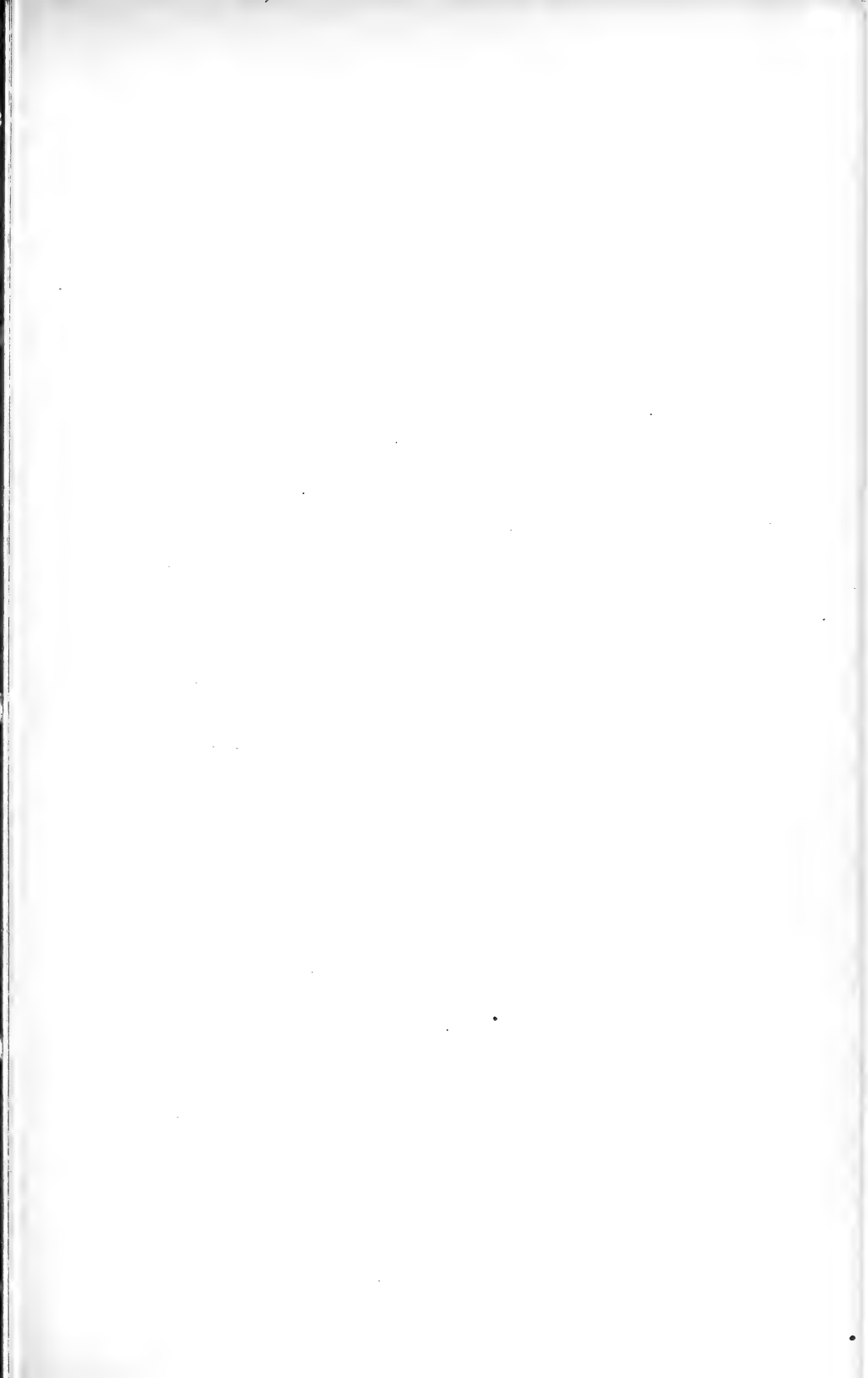
Fig. 7b.



Fig. 7c.







### Erklärung zu Tafel XXXIX.

- Fig. 1. *Spiriferina Haarmanni* n. sp. Bei der Präparation in die Einzelklappen auseinandergefallenes Exemplar. 1a Brachialklappe von außen, 1b Brachialklappe von innen, 1c Stielklappe von innen. 1:1.
- Fig. 2 bis 9. *Spiriferina Hilli* GIRTY. 2 und 3 Stielklappe von außen, 4 Stielklappe von innen, 5 Bruchstück eines zweiklappigen Exemplares von hinten, 6 und 7 Jugendformen?, Stielklappe und Brachialklappe, 8 Brachialklappe von innen mit Teil des Armgerüstes, außen ein Fremdkörper aufgewachsen, 9 Brachialklappe von außen. Alles etwa 1,8:1.
- Fig. 10. *Retzia (Hustedia) Meekana* SHUMARD. 10a von der Dorsalseite, 10b von der Ventralseite, 10c von der Seite. 2:1.
- Fig. 11. *Dielasma Guadalupensis* GIRTY. 11a von der Ventralseite, 11b von der Dorsalseite, 11c von der Stirnseite. 2:1.
- Fig. 12. *Dielasma* cf. *biplex* WAAGEN. 12a von der Ventralseite, 12b von der Stirn. 2:1.

Sämtliche Originale in der Sammlung HAARMANN.

---

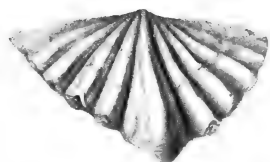


Fig. 1a.

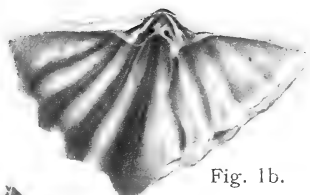


Fig. 1b.

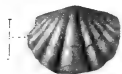


Fig. 9.



Fig. 1c.



Fig. 8.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.



Fig. 5.



Fig. 6.



Fig. 7.



Fig. 10a.



Fig. 10b.



Fig. 10c.



Fig. 12b.

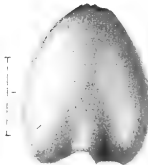


Fig. 12a.



Fig. 11a.

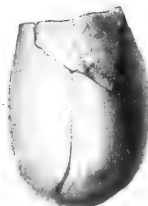


Fig. 11b.



Fig. 11c.





Fig. 1. Grube der Zementfabrik Zülchow-Katherinenhof bei Finkenwalde (Nordseite); links ist hier der rechte Teil der Abbildung Textfigur 2 noch erkennbar. Verknüpfung von Kreide und verschiedenartigen Tonen mit Geschiebemergel und Diluvialsand. 67 m tief.

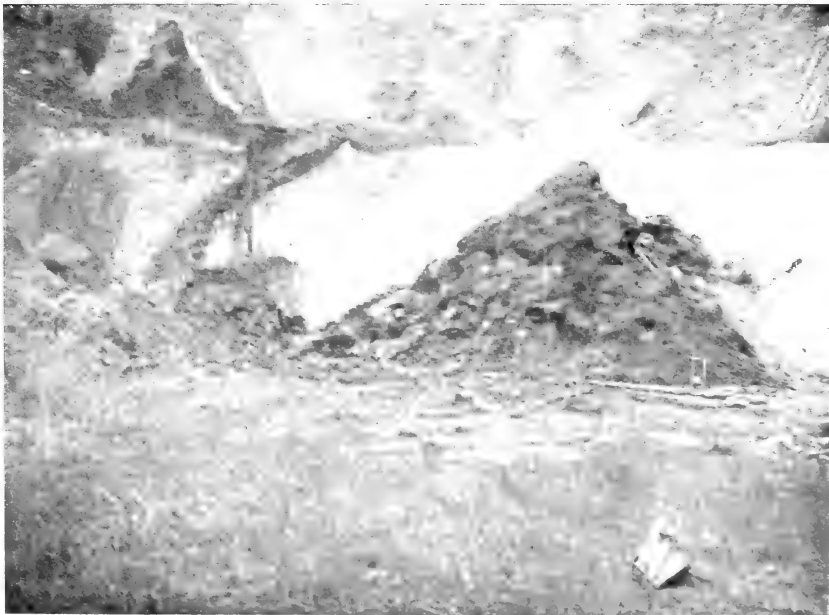


Fig. 2. Grube der Zementfabrik Zülchow-Katherinenhof bei Finkenwalde (Westseite); Mittlere Abbausohle. Vgl. Textfigur 1. Quetschbreccie der verschiedenartigsten Tone, eingefaltet in die Kreide.



# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

### B. Monatsberichte.

**Nr. 1.**

**66. Band.**

**1914.**

#### INHALT.

Protokoll der Sitzung vom 7. Januar 1914 Seite 1

*Vorträge:*

RENNER, O.: Über den Zechstein an der Pyrmonter Achse	1
GRUPE, O.: Diskussion zum Vortrag von Herrn RENNER	7
WOLFF, W.: Bericht über die Exkursionen des Internationalen Geologenkongresses in Toronto (Titel)	8

*Briefliche Mitteilungen:*

KRANZ, W.: Aufpressung und Explosion oder nur Explosion im vulkanischen Ries bei Nördlingen und im Steinheimer Becken (mit 3 Abbildungen)	9
KRENKEL, E.: Zur Gliederung der Kreideformation in der Umgebung von Dresden	25
FISCHER, ERNST: Zur Stratigraphie des Mesozoicums in Persien	39
HAHN, F. FELIX: Weitere Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. 2. Zusammensetzung und Bau im Umkreis und Untergrund des Murnauer Moores (mit 2 Abbildungen)	46
POHLIG, HANS: Interglazialtravertin des Taubachiums mit <i>Zonites verticillus</i> aus der Eifel	63

# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFEN†	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vorsitzende:	„ BORNHARDT	„	HENNIG
	„ KRUSCH	„	JANENSCH
Schatzmeister:	„ MICHAEL	„	WEISSERMEL
Archivar:	„ SCHNEIDER		

## Beirat für das Jahr 1914

Die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatsitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden. Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages eingesandt sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

**Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.**

**Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine größere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.**

**Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit zugänglich, besprochen.**

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**, beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn Professor Dr. Janensch, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn Geh. Oberbergrat Bornhardt, Charlottenburg, Dernburg-Str. 49 oder Herrn Professor Dr. Krusch, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn Professor Dr. Rich. Michael, Charlottenburg, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Berlin NW 7, Konto Nr. 16 071 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.



# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 1.

1914.



Protokoll der Sitzung vom 7. Januar 1914.

Vorsitzender: Herr BORNHARDT.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und legt die für die Bibliothek eingegangenen Schriften vor.

Herr O. RENNER spricht Über den Zechstein an der Pyrmonter Achse.

In den letzten Jahren ist an der Ostgrenze des Fürstentums Lippe, bei dem Dorfe Sonneborn, eine 1000 m tiefe Bohrung niedergebracht worden, die recht merkwürdige Ergebnisse geliefert hat. Wenn auch die Probleme, die diese Bohrung dem Geologen aufgibt, noch nicht alle gelöst sind, möchte ich doch die Tatsachen der Bohrung hier mitteilen, da kaum Aussicht besteht, daß in absehbarer Zeit unsere Kenntnis von dem Untergrund jener Gegend erweitert wird<sup>1)</sup>.

Der geologische Bau des in Frage kommenden Gebietes ist recht einfach. Wir befinden uns in der flachen Sattelaufwölbung, die sich von Pyrmont in nordwestlicher Richtung bis zum Schloß Sternberg erstreckt. Diese Hebungslinie, die STILLE als Pyrmonter Achse bezeichnet hat, verläuft, wenn auch mit anderem tektonischen Bau, noch weiter in westnordwestlicher Richtung über Calldorf nach Oeynhaus und findet eine Fortsetzung vielleicht in der Piesberg-Achse. Uns interessiert zunächst nur der östliche Teil der Pyrmonter

<sup>1)</sup> Das Material der Bohrung verdanke ich Herrn O. WEERTH in Detmold und Herrn O. GRUPE. Die Erlaubnis der Veröffentlichung haben die Fürstlich Lippischen Regierung und der Grubenvorstand der Gewerkschaft Wiegleben liberalerweise erteilt. Ihnen allen sei auch an dieser Stelle der ergebenste Dank ausgesprochen.

Achse, die Sattelaufwölbung zwischen Pyrmont und Sternberg. Im Kern dieses Sattels erscheint bei Pyrmont Mittlerer Buntsandstein; nach Nordwesten zu sinkt der Sattel ein, so daß die Achse in immer jüngere Schichten tritt. Bei Sonneborn läuft sie in Wellenkalk, am Schloß Sternberg in Kohlenkeuper. Von der Sattelachse fallen die Schichten nach beiden Seiten mit  $5-15^{\circ}$  ein. Die Regelmäßigkeit der Verhältnisse wird, wenn auch nicht sehr bedeutend, durch ein paar Brüche gestört, die der Sattelachse mehr oder weniger parallel laufen, und von denen einer nicht weit von dem Ansatzpunkte der Bohrung liegt.

Die Bohrung Sonneborn, über die ich berichten will, ist in der Sattelachse angesetzt und hat unter 7 m quartären Schichten Wellenkalk angetroffen und mit 42,5 m durchbohrt. Zwischen dem Röt und dem Mittleren Buntsandstein ließ sich eine scharfe Grenze nicht ziehen, da in den oberen Teufen mit dem Meißel gebohrt wurde. Zusammen haben die beiden Schichten 533 m Mächtigkeit. Der Untere Buntsandstein wurde mit 282 m, und die Bröckelschiefer mit 29 m durchsunken. Die bisher genannten Schichten sind normal beschaffen; Störungen ließen sich, von ein paar Harnischen abgesehen, nicht nachweisen. Das Unerwartete der Bohrung beginnt erst mit den nächsten Schichten. Denn unter den Bröckelschiefeln, die dunkelbraunrot gefärbt und relativ fest sind, folgen 14 m heller bunter, nämlich rosaroter bis violetter und grüner Tone, die sich fettig anfühlen, Dolomiteinlagerungen und Anhydritknollen führen und vielfach brecciös zertrümmert sind. Ihrer ganzen Beschaffenheit nach erinnern sie recht an den Roten Salzton, der im intakten Salzlager das Jüngere Steinsalz von dem Jüngsten trennt. Unter diesen Tönen folgen 52 m Anhydrite, die von 900—952 m reichen. In den obersten 6 m ist der Anhydrit mit unregelmäßigen Tonlagen verwachsen, und 15 m tiefer (bei 920 m) erscheint noch eine 1 m starke Tonschicht, die wieder an den Roten Salzton erinnert. Von den 52 m Anhydrit dürfte die Hauptmasse, nämlich die obersten 46 m, ziemlich restlos residuale Bildung sein, d. h. also durch Auflösung von anhydrithaltigem Steinsalz entstanden sein. Dafür spricht einmal die unregelmäßige Verwachsung mit Ton und dann die z. T. herrschende Reinheit, die wir an ursprünglichen Horizonten nicht kennen. Die Anhydrite sind außerdem durch Neubildungen von Quarz und durch Grobspätigkeit ausgezeichnet (die größten Anhydrit-individuen messen 3 cm); und auch diese Erscheinungen sind nach den Feststellungen HARBORTS für residuale Bildungen

charakteristisch. Die untersten 7 m der ganzen Anhydritmasse sind dagegen sicher ursprüngliche Ausscheidung. Sie sind nämlich durch die Einfügung von Ton- und Dolomitsubstanz z. T. eng geschichtet, z. T. marmoriert, wie das manchmal für Anhydrite des Mittleren Zechsteins eigentümlich ist. An diesen Anhydriten kann man das Einfallen ablesen; es beträgt  $10-15^{\circ}$ , scheint also mit dem der Schichten übereinzustimmen. Unter den Anhydriten lagern 18 m schwarze Dolomite, denen im obersten Teil (bei 956 m) noch einmal eine 1 m starke Anhydritbank eingeschaltet ist. Tiefer kommt Anhydrit noch in kleinen Konkretionen vor, die Spuren von Auflösung nicht zeigen. Dabei ist das Gestein, vor allem in der Nachbarschaft der zahlreichen senkrechten Klüfte und in zunehmendem Maße, nach unten porös. Unter diesem Dolomit folgen 31 m grauer zerreiblicher Dolomitsand, in dem die Bohrung bei 1001,25 m gestundet wurde. In dem Dolomitsand liegen Bruchstücke von unverändertem Dolomit und zerfressene Gipskrystalle. Ein solch Gestein pflegen wir als Asche zu bezeichnen und als Auflösungsrückstand von Dolomit aufzufassen. Die Frage, ob der Dolomit und die Asche zum Mittleren oder Oberen Zechstein gehören, mit anderen Worten, ob der Dolomit unserer Bohrung dem Plattendolomit oder dem Hauptdolomit entspricht, möchte ich zugunsten des Mittleren Zechsteins entscheiden. Denn einmal erinnern die den Dolomit überlagernden 7 m Anhydrit an Anhydrite des Mittleren Zechsteins. Weiter spricht gegen Plattendolomit das Fehlen jeglicher Schichtung und die große Mächtigkeit, die unter Einrechnung der Asche über 50 m beträgt. Und schließlich wäre eine Überlagerung des Plattendolomits durch 50 m meist residuale Anhydrite auch ein geologisches Novum. Dem Dolomit eingeschaltete graue oolithische Kalke und ein paar dürftige Fossilfunde, wie *Liebea Hausmanni* GDF., sind dagegen für die Altersbestimmung nicht zu verwerten. — In dem Zechsteinprofil der Bohrung Sonneborn lassen sich also mit einiger Wahrscheinlichkeit wiedererkennen 1. der Rote Salzton und 2. Schichten des Mittleren Zechsteins. Welchen Horizonten des Oberen Zechsteins die zwischen beiden liegenden residualen Anhydrite entstammen, ist dagegen nicht zu bestimmen. Es bleibt auch die Frage offen, ob in der Pyrmonter Gegend der Obere Zechstein in der Facies des Hauptanhydrits oder des Plattendolomits vorgelegen hat. Denn wenn heute weder die eine noch die andere Schicht vorhanden ist, müssen wir uns immer noch die Möglichkeit vor Augen halten, daß der Obere Zechstein von

Faltung und Auswalzung betroffen ist. Das doppelte Auftreten von Rotem Salzton spricht, sofern die Deutung als Roter Salzton richtig ist, für Faltung, und ein Teil der Anhydrite des Mittleren Zechsteins zeigt eine gneisähnliche Schieferung und Fluidalstruktur, die wir, wenn sie an Anhydriten des Oberen Zechsteins aufträte, auf Druckwirkung zurückführen würden. Doch auf diese Hypothesen will ich nicht weiter eingehen.

Was sich dagegen in unserer Bohrung sicher feststellen läßt, ist einmal das vollständige Fehlen von Steinsalz im Zechstein und dann das Auftreten von Asche, die durch Auflösung von Kalk (oder Anhydrit) gebildet ist; und diese Auslaugungserscheinungen gehen bis zu einer Teufe von 1000 m hinunter. Einem ersten Einwurf, daß es in der Pyrmonter Gegend vielleicht gar nicht zu einer Ausscheidung von Steinsalz gekommen ist, oder daß das Steinsalz bald nach Ablagerung wieder entfernt ist, muß entgegnet werden, daß die Quellen von Pyrmon, Salzuflen, Oeynhausen usw. heute noch große Mengen von Salz zutage fördern und, wie schon STILLE wahrscheinlich gemacht hat, dieses Salz dem Oberen Zechstein entnehmen. Und auch unsere Bohrung hat innerhalb der Zechsteinschichten Sole erschroten. Also Salz ist ursprünglich überall dagewesen.

Wodurch sind aber solch tiefgründige Auslaugungen verursacht worden? Die Antwort auf diese Frage können wir unmittelbar aus der Bohrung entnehmen. Ich bemerkte eben, daß die Bohrung Sole erschroten hat; die erste Quelle lag an der Grenze des Unteren Buntsandsteins gegen den Bröckelschiefer und die andere 42 m tiefer mitten im Anhydrit. Der Austritt der Sole war in beiden Fällen mit Ausbrüchen hochgespannter Kohlensäure begleitet. Im zweiten Falle hat die Kohlensäure die Sole aus einer Bohrlochstiefe von 928 m bis zu Tage und noch 50 m über die Erdoberfläche in feinsten Zerstäubung geschleudert. Dieser Wassersäule entspricht ein Druck von 100 atm., und dabei ist der hohe Reibungswiderstand in dem engen Bohrloch noch unberücksichtigt geblieben. Das Ausschleudern der Sole erfolgte übrigens intermittierend. Mögen die Wasser, die das Salz fortführten, aus der Tiefe stammen oder nicht, in jedem Fall ist die hochgespannte Kohlensäure die Ursache für seine Zirkulation in dieser Teufe. Und Wasser, das an Kohlensäure gesättigt war und unter solch hohem Druck stand, war imstande, dem Dolomit Kalk zu entziehen und Asche zu bilden.

Wenn wir zugeben, daß die Kohlensäureausströmungen den Anstoß zur Auslaugungstätigkeit geben, so läßt sich daraus das Alter derselben bestimmen. Es ist die Vermutung ausgesprochen, daß die Kohlensäure, die an so vielen Punkten der Gegend ausströmt, so bei Pyrmont, Oeynhausen, Meinberg, Driburg, Herste, juvenil sei, nämlich einem basaltischen Magma entstamme; und diese Vermutung stützt STILLE damit, daß an der Egge zwei Basaltvorkommen liegen, das eine bei Sandebeck und das andere südlich von Peckelsheim. Die Basalteruptionen werden in die Miocänzeit gestellt; in diese würde also der Anfang der Salzauflösung fallen. Die Auslaugung ist heute noch nicht beendet. Denn wenn zwar in der Bohrung Sonneborn anstehendes Salz vollständig fehlt, so beweist doch der Salzgehalt der Quellen der weiteren Umgegend, daß an anderen Punkten noch Salz vorhanden sein muß.

Die Tektonik ist durch die Auslaugung merkwürdigerweise fast gar nicht beeinflusst. An anderen Punkten, wo Salze flächenhaft durch Wasser fortgeführt sind, wie z. B. im Eichsfeld, finden wir über den Auslaugungsresiduen oder da, wo das Salz ursprünglich gelegen hat, eine gewaltige Einsturzbreccie oder ein wirres Schollenmosaik. Hier aber, wo ebenfalls das ganze Salz fortgeführt ist, suchen wir in der Bohrung vergebens nach solchen Trümmergesteinen im Buntsandstein. Irgendwelche bemerkenswerteren Einwirkungen sind nicht zu finden; ein paar Harnische, das ist alles. Wie eingangs schon erwähnt wurde, sind zwar in dem Muschelkalkgebiet im Nordwesten von Pyrmont ein paar Brüche, nämlich bisher drei an der Zahl, nachgewiesen. Diese laufen aber der Sattelachse parallel und sind daher wahrscheinlich älter als die Auslaugung. Wenn wir diese Brüche trotzdem aber als Folge der Salzwegführung auffassen, so ist das doch immer nur eine recht unscheinbare Wirkung. Wir müssen schon annehmen, daß das Nachsinken des Deckgebirges der Salzauflösung unmittelbar nachfolgte; vielleicht spielte dabei der hohe Druck des mächtigen Deckgebirges eine Rolle.

Eine interessante Erscheinung ist schließlich das Vorkommen von Eisenglanzeinsprengungen in den verschiedensten Horizonten, nämlich erstens in der Asche (in dem unveränderten Dolomit fehlen sie), dann in den residualen Anhydriten und Tonen, dann gehäuft in den Letten des Unteren Buntsandsteins, aber nach oben hin bald an Menge abnehmend, und zuletzt im unteren Teil des Mittleren Buntsandsteins auf einer Kluft mit einem noch nicht identifizierten Mineral.

Nach dieser Art des Auftretens ist anzunehmen, daß der Eisenglanz eine epigenetische Bildung ist. Weiter ist wahrscheinlich, daß er mit den Quellen in Zusammenhang zu bringen ist. Denn die in der Bohrung erschrotenen Wasser hatten außer ihrem Gehalt an Kohlensäure, Kochsalz und anderen Bestandteilen einen auffällig hohen an Eisencarbonat, nämlich 0,352 und 0,376 g in 1 l. Das ist ein Gehalt, der dem der Pyrmonter Stahlquelle etwa entspricht. Diesem Eisengehalt der Quellen, möchte ich glauben, entstammt der Eisenglanz. Ungeklärt bleibt allerdings, wodurch die Oxydation des Eisencarbonats in der Quelle bewirkt wurde, und ebenso auffällig ist, daß wasserfreies Eisenoxyd ausgeschieden wurde<sup>1)</sup>. In Parallele dazu steht, daß in den Residuen fast nur Anhydrit vorliegt. Und der Gehalt der Quelle an Magnesiasalzen, die das Wasser entzogen haben könnten, ist heute recht gering (s. Analysen). Man könnte daraus vielleicht den Rückschluß ableiten, daß die Zusammensetzung der Mineralquellen früher eine andere gewesen ist; dafür spricht, daß in den Anhydriten an mehreren Stellen ein Beginn von Vergipsung zu beobachten ist.

Das Vorkommen von Eisenglanz ist im Buntsandstein etwas Ungewöhnliches. Ein zweites ähnliches Vorkommen kennen wir durch HAARMANN vom Piesberg, der zwar viele Kilometer weiter westlich, aber doch wahrscheinlich an derselben Hebungslinie liegt. Und wenn wir STILLE folgen, der ausgeführt hat, daß die geologischen Achsen mit Vorliebe die Linien sind, an die die Kohlensäureausströmungen und die Mineralquellen gebunden sind, dürfen wir vielleicht für den Eisenglanz im Buntsandstein des Piesberges eine gleiche Entstehung annehmen. Und gehen wir noch einen Schritt weiter, so taucht die Frage auf, ob nicht auch die Eisenerze, die im Zechsteinkalk des Hügels und des Schafberges bei Ibbenbüren und untergeordnet auch am Piesberg auftreten, und die metasomatischer Entstehung sein sollen, auf entsprechende, also im Miocän beginnende Stahlquellen zurückzuführen sind. Zwar liegen Hügel und Schafberg an einer anderen Hebungslinie, nämlich an der Osningachse; aber auch diese ist weiter östlich an der Egge durch Mineralquellen und Kohlensäure ausgezeichnet.

Es seien hier die Analysen der Quellen angefügt, die von G. LANGE in Hannover ausgeführt sind: Danach enthielt die

<sup>1)</sup> Eine von Herrn E. HARBORT freundlichst angeregte Einsicht neuerer Literatur läßt es möglich erscheinen, daß die Wasserfreiheit des Eisenoxyds allein mit den heute noch vorhandenen Bedingungen erklärt werden kann.

Quelle von 857 m in 100 cem:		Quelle von 928 m in 100 cem:	
KCl . . . . .	0,0399 g	KCl . . . . .	0,037 g
Na Cl . . . . .	0,6700 -	Na Cl . . . . .	2,613 -
Mg Cl <sub>2</sub> . . . . .	0,0950 -	Mg Cl <sub>2</sub> . . . . .	0,082 -
Ca SO <sub>4</sub> . . . . .	0,2428 -	Ca SO <sub>4</sub> . . . . .	0,153 -
Mg SO <sub>4</sub> . . . . .	0,0840 -	Mg SO <sub>4</sub> . . . . .	0,570 -
Ca CO <sub>3</sub> . . . . .	0,0716 -	Ca CO <sub>3</sub> . . . . .	0,155 -
Mg CO <sub>3</sub> . . . . .	0,0110 -	Mg CO <sub>3</sub> . . . . .	0,009 -
Fe CO <sub>3</sub> . . . . .	0,0376 -	Fe CO <sub>3</sub> . . . . .	0,0352 -
freie Kohlensäure		halb gebundene CO <sub>2</sub> . .	0,088 -
		freie CO <sub>2</sub> . . . . .	0,096 -

An der Debatte beteiligen sich die Herren GRUPE, HARBORT und HAARMANN.

Herr GRUPE führte zu dem Vortrage des Herrn RENNER „Über den Zechstein an der Pyrmonter Achse“ folgendes aus:

Die Eisenglanz-Einsprengungen in den Buntsandstein- und Zechsteinschichten der Sonneborner Bohrung sind doch nicht eine so außergewöhnliche Erscheinung, wie Herr RENNER vermutet. Ich möchte darauf hinweisen, daß ich die gleichen Beobachtungen bei neueren Buntsandsteinbohrungen in der Gegend von Höxter und Carlshafen am Rande des Sollings gemacht habe, von denen die erstere Bohrung bei 839 m im Unteren Buntsandstein, die andere bei 1000 m in den oberen Zechsteinletten eingestellt wurde. Auch in diesen Fällen wird das Buntsandsteingebirge, zumal im Bereiche des Unteren Buntsandsteins, von Eisenglanz-Einsprengungen durchsetzt, die sich dadurch noch besonders auszeichnen, daß sie vielfach an winzige Anhydrit- bzw. Gipsknöllchen oder an die Hohlräume ehemaliger Anhydritknöllchen gebunden sind. Der Eisenglanz wurde nachträglich in Poren und Drusenräumen abgesetzt, aus denen zuvor die einen primären Bestandteil der Buntsandsteinschichten bildenden Anhydritknollen ausgelaugt waren.

Auch im übrigen liegen die Verhältnisse bei diesen beiden Bohrungen insofern ganz analog, als man teils absichtlich, teils unabsichtlich durch die Bohrungen kohlensäurehaltige Soole erschlossen hat, von denen diejenige des Höxterschen Bohrlochs seit dem Jahre 1906 als besonders kräftiger Sprudel ständig ausströmt. Da das Deckgebirge des Buntsandsteins über dem Zechsteinsalzlager, dem die Soolen entstammen, Mächtigkeiten von annähernd 1000 bzw. über 1000 m besitzt, so dürfte gemäß RENNERS Auffassung die Auflösung der Salze zu Soole ebenfalls durch die aufsteigende Kohlensäure bewirkt worden sein, die allerdings in diesen Fällen nicht an besondere geologische Achsen oder Hebungslinien des Gebirgsbaus gebunden ist.

Die Kohlensäure ist auch nach meiner Ansicht zweifellos juvenilen Ursprungs. Herr RENNER bezieht sich dabei auf die von STILLE geschilderten Verhältnisse im Vorlande der Egge, nach denen die Kohlensäuerlinge als die letzten Nachklänge der basaltischen Eruptionen erscheinen. Zu dem gleichen Schlusse führen auch gemäß meinen früheren Ausführungen („Die Basalte des Sollings und ihre Zersetzungsprodukte“ Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. f. 1911, S. 242 ff.) die geologischen Verhältnisse im östlich benachbarten Gebiete des Sollings. Der einzige Kohlensäuerling, der noch im Innern des Sollings bei Bodenfelde zutage tritt, entspringt z. B. auf einer nachweisbaren alten Eruptionsspalte, d. h. auf der Randspalte eines Tertiärgrabens, der unweit davon doleritische Basalte aufsitzen.

Durch die ehemals in weit größerem Maße ausströmenden Kohlensäuerlinge sind nun die Basalte des Sollings vielfach in hochgradiger Form zu Basalttonen oder selbst zu Rohkaolinen zersetzt worden, und in Verbindung mit den zersetzten Basalten stehen weiter metamorphe Eisensteinbildungen, die durch Anreicherung des dem Basalt durch die Kohlensäure entführten Eisens in den angrenzenden Buntsandsteinschichten entstanden sind und die über Tage aus zum Teil hochprozentigen Brauneisensteinen bestehen, wobei z. B. die bröcklige Struktur der Buntsandsteintone oft noch vollkommen gewahrt geblieben ist. Die Eisensteine befinden sich teils in unmittelbarem Kontakt mit den kaolinisierten Basalten, oder aber sie treten etwas entfernt vom Basalt selbständig entlang nachweisbaren Verwerfungsspalten im Buntsandstein auf und weisen auf zersetzte Basaltmassen im Untergrunde hin.

Dieser genetische Zusammenhang zwischen den Basalten und Eisenerzen im Solling legt es nun nahe, auch den Eisenerzen der Buntsandstein- und Zechsteinschichten in den behandelten drei Bohrungen bei Sonneborn, Höxter und Carlshafen, sowie schließlich auch den in diesen Gebieten vorhandenen Stahlquellen (Pyrmont, Driburg) eine gleiche Herkunft zu zuschreiben: in der Tiefe befindliche basaltische Gesteine, die durch die noch heute ausströmende Kohlensäure zersetzt worden sind und noch weiter zersetzt werden, haben das Eisen geliefert bzw. liefern das Eisen den Stahlquellen noch heute.

Herr WOLFF setzt seinen Bericht über die Exkursionen des Internationalen Geologen-Kongresses in Toronto fort.

v.

w.

o.

WEISSERMEL.

BORNHARDT.

BÄRTLING.



## Briefliche Mitteilungen.

### 1. Aufpressung und Explosion oder nur Explosion im vulkanischen Ries bei Nördlingen und im Steinheimer Becken?

Von Herrn W. KRANZ.

(Mit 3 Abbildungen.)

Straßburg, September 1913.

Herr BRANCA hat kürzlich an dieser Stelle<sup>1)</sup> meine Anschauungen über die Riesbildung<sup>2)</sup> bekämpft, so daß ich zur Stellungnahme gezwungen bin.

#### A. Nördlinger Ries.

Einen Teil seiner Ausführungen berücksichtigte ich bereits in meiner letzten Abhandlung über das Nördlinger Riesproblem<sup>2)</sup> (1913, S. 84—86), worauf im einzelnen verwiesen sei. Aufpressung bei Intrusionsbildung ist meines Erachtens nicht zwingend notwendig. Abgesehen von der allgemeinen Mißlichkeit mathematischer Berechnungen zum Beweise geologischer Vorgänge und abgesehen von Fehlerquellen bei solchen Berechnungen sprechen die Tatsachen vielfach unmittelbar gegen ein Vorhandensein magmatischer Aufpressung; ein klassisches Beispiel für das Vorherrschen des Gegenteils<sup>3)</sup>, nämlich von Senkung in vulkanischen Gebieten, ist ja das Becken von Neapel<sup>4)</sup> mit seinen zahlreichen isolierten, also sicher nicht sehr tiefsitzenden Herden; jedenfalls sind dort seit dem Diluvium die präexistierenden regionalen Senkungen nie wieder von den lokalen lakkolithischen Hebungen aus-

<sup>1)</sup> W. BRANCA: Diese Zeitschr. 65, Monatsber. 1913, S. 245—278.

<sup>2)</sup> W. KRANZ: Centralbl. f. Min. usw. 1908, S. 611 f.; 1910, S. 518 ff., 582 ff.; 1912, S. 85 f., 411 ff. — Jahresber. u. Mitteil. Oberrhein. geol. Ver. 1911, II, S. 32—35; 1912, I, S. 54—65; 1913, I, S. 79—86.

<sup>3)</sup> O. WILCKENS: (Atlantis, Geol. Rundschau 1913, S. 443) geht noch weiter: „Es gibt keine Vulkane ohne bedeutsame Absenkungen.“ Wie reimt sich das mit BRANCAS Hypothese?

<sup>4)</sup> W. KRANZ: Vulkanismus und Tektonik im Becken von Neapel, PETERMANN'S Geogr. Mitt. 1912, I, S. 131 ff., 203 ff., 258 ff.

geglichen oder gar übertroffen worden, im schärfsten Gegensatz zu der Hypothese BRANCAS, daß Intrusionsmassen notwendig ihr Hangendes aufpressen müßten. Und derartige vulkanische Senkungsgebiete gibt es zahlreiche<sup>1)</sup>. Vielleicht lassen sich solche Verhältnisse dadurch erklären, daß im Gefolge von Erdkontraktion oder bei seitlichen Massenverschiebungen von tiefliegendem Magma die oberen Erdschollen gewölbeartig verspannt bleiben, während ihr Liegendes einsinkt<sup>2)</sup>. Aufsteigende Intrusionsmassen würden dann selbst bei Volumenvermehrung des empordringenden Magmas in so entstandenen Hohlräumen genügend Raum finden, ohne Aufpressung zu erzeugen.

Ich halte es daher für überaus bedenklich, der hypothetischen Aufpressung bei Intrusionsbildung auch noch einen mathematisch genauen Ausdruck mit Formeln geben zu wollen; bei etwaigem Einsinken des Untergrundes fällt eine solche Berechnung einfach in sich zusammen, ohne daß eine Intrusionsmasse „ein körperloses und außerdem noch temperaturloses Ding“ zu sein braucht; denn in solchem Fall wäre eben auch Ausdehnung nach unten hin möglich. Zweifellos ist magmatische Aufpressung vielfach vorhanden und einwandfrei nachgewiesen. Aber ebenso zweifellos hat sie an vielen Stellen nicht zu Tage gewirkt, sofern sie dort überhaupt vorhanden war, was aber trotz des Vorhandenseins von Magma noch unsicher erscheint.

Mit Genugtuung sei festgestellt, daß Herr BRANCA durch die Macht der Tatsachen ziemlich weitgehend seine ursprünglichen Ansichten modifiziert hat — entsprechend wie sich auch ein Teil meiner Ansichten als unhaltbar erwies<sup>3)</sup>: Schon 1902 gab er die „Mitwirkung einer großen Kontaktexplosion“ bei der Riesbildung zu<sup>4)</sup>; der Gedanke, die Überschiebungen seien allein durch Abrutschungen vom „Riesberg“ entstanden, wurde damals aufgegeben. Freilich nimmt Herr BRANCA auch jetzt noch mehrere Explosionen bei der Riesbildung selbst an<sup>5)</sup>,

<sup>1)</sup> Vgl. z. B. A. TÄUBER: Lage und Beziehungen einiger tertiärer Vulkangebiete Mitteleuropas zu gleichzeitigen Meeren und großen Seen, N. Jahrb. f. Min. usw. 1913, Beil. Bd. XXXVI, S. 413—490. — V. HOHENSTEIN: Neues a. d. Geol., Naturw. Wochenschr. 1914, S. 16—13. — SCHMIDLE, Bodensee-Hagau, Eclogae geol. Helvet. XII. 5. S. 685 ff., Hohentwiel, Schr. Ver. Gesch. Bodensee 1913, S. 71 ff.

<sup>2)</sup> W. KRANZ: Über Vulkanismus u. Tektonik, N. Jahrb. f. Min. 1911, Beil. Bd. XXXI, S. 731, 737, 768—771.

<sup>3)</sup> Centralbl. f. Min. 1912, S. 411—413.

<sup>4)</sup> BRANCA: Vorries, Abh. Preuß. Ak. Wiss. 1903, S. 14.

<sup>5)</sup> Abgesehen von den nachweisbaren jüngeren trachytischen und basaltischen Nachschüben.

und erklärt z. B. die Zerschmetterung (Vergriesung) des Malmkalkes in gewissen, durch v. KNEBEL kartierten Gebieten des Vorries „durch hier stattgefundenen Kontaktexplosionen“, „durch isolierte kleinere Explosionen“, während ich der Ansicht bin, daß sich besonders stark vergrieste Malmkalke, Granite usw. viel einfacher durch meine große zentrale Sprengung deuten lassen: Derartige Schollen sind m. E. aus der Nähe des großen Sprengherdes her frei durch die Luft geflogen und beim Aufprallen auf ihre jetzige sekundäre Lagerstätte zerschmettert, wie ich bereits 1910 beim Schmähinger Kirchberg (Ries) und Karkstein (Vorries) erörterte<sup>1)</sup>.

Die REUTERSche Tiefbohrung im Ries<sup>2)</sup> gibt mir gleich Herrn BRANCA Veranlassung, die „Wurzellosigkeit für alle Granitvorkommen unten im Rieskessel“ als wahrscheinlich zu erachten; auch BRANCA gibt zu, daß damit ein früher „zweifelloser Beweis einer ehemaligen Bergbildung“ hinfällig wird, ebenso wie er die Analogie mit dem Steinheimer Becken jetzt nicht mehr als Beweis für eine Ries-Bergbildung erachtet<sup>3)</sup>. Er glaubt indessen noch folgende Gründe zu haben, „aus denen eine Aufpressung mit Sicherheit hervorgeht“:

Zunächst das Vorhandensein einer verhältnismäßig flachgelegenen Intrusionsmasse unter dem Ries. Hier muß ich zunächst auf einen grundsätzlichen Unterschied der beiderseitigen Anschauungen hinweisen. Nach BRANCA hätte ein Magmaherd die zahlreichen trachytischen Eruptionen, die magnetischen Abweichungen, den limburgitischen Basalt des Flochbergs und die Kontaktexplosionen geliefert; dieser Magmaherd soll sich sehr flach unter der Erdoberfläche eingestaltet haben und nun nach der Erstarrung als Lakkolith liegen. Meiner Ansicht nach ist das unmöglich: Es müssen mindestens zwei Magmaherde übereinander existiert haben (vgl. meine Darstellung in den Jahresber. u. Mitt. des oberrhein. geol. Vereins 1912, I, S. 65, Fig. 6), von welchen der obere bei der großen Kontaktexplosion verpufft und heute nicht mehr vorhanden ist, während der untere die trachytischen und basaltischen Nachschübe lieferte und sich jetzt noch durch die mag-

---

<sup>1)</sup> Centralbl. f. Min. 1910, S. 524.

<sup>2)</sup> Jahresber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. 1912, I, S. 59; 1913, I, S. 81. Übrigens gibt Herr BRANCA die Mächtigkeit des Granits in dieser Bohrung irrtümlich mit 160—180 m wieder; Lehm, Geröll, Granit mit Grus und Keuper sind dort 43,20 m mächtig auf normal gelagertem Keupersandstein nachgewiesen.

<sup>3)</sup> Vgl. hierüber Abschnitt B dieser Abhandlung.

netischen Abweichungen als Lakkolith im Untergrund des Ries erkennen läßt. Allerdings haben wir dafür keinen sicheren Beweis; die REUTERSche Bohrung am Stoffelberg steht wahrscheinlich im Rande des ehemaligen oberen Magmaherdes, nicht in seinem Zentrum, und hat nur den Keuper erreicht, nicht den Sitz dieses Herdes im anstehenden Granit. Aber die Überlegung zeigt, daß ein explodierter Sprengstoff körperlich als solcher nicht mehr vorhanden sein kann; im vorliegenden Fall wäre das Wasser als Wasserdampf vergast, das Magma vollständig zerspritzt und als Bomben oder Asche in der Umgegend oder am Grund des Rieskessels zerstreut. Manche der tatsächlich gefundenen Riesbomben mag von dieser gewaltigen Explosion herrühren. An Stelle des oberen Herdes finden wir heute das Trümmerfeld des zentralen Rieskessels. Die jüngeren magmatischen Nachschübe des Riesgebietes kann daher m. E. nur ein zweites, tieferes System von Magmaherden geliefert haben (in meiner letzten Skizze 1912, Fig. 6 als „untere Magmaherde“ bzw. „Lakkolithe“ bezeichnet), welches natürlich auch im Grundgebirge (Granit usw.) gelegen haben muß.

Wenn ich also im Gegensatz zu BRANCA nicht bloß ein, sondern mindestens zwei übereinanderliegende Herdsysteme annehmen muß, so ist das noch lange kein Beweis für Aufpressung im Riesgebiet. Hier muß ein Trugschluß vorliegen, trotz der geistreichen Auseinandersetzungen BRANCAs über die angebliche Notwendigkeit von Aufpressung im Gefolge von Intrusionen. Als Anhänger der Aufsteighypothese braucht man keineswegs ein Gegner der Aufschmelzhypothese zu sein<sup>1)</sup>. Beide Phänomene können nebeneinander und sogar gleichzeitig gedacht werden. In Spalten aufsteigendes Magma kann sich durch Aufschmelzung neue Wege bahnen und Herde erweitern; und selbst wenn damit notwendig Volumenvermehrung verbunden sein müßte — was ja noch eine umstrittene Frage ist<sup>2)</sup> —, so braucht noch immer keine zu Tage wirkende Aufpressung zu entstehen, weil bei Erdkontraktion oder bei magmatischen Massenschiebungen im tiefen Untergrund auch eine Ausdehnung nach unten hin denkbar wäre.

Ferner wendet sich Herr BRANCA gegen die Möglichkeit der großen Wasserdampfexplosion, welche den ganzen Kessel

<sup>1)</sup> BRANCA: a. a. O., S. 257, Anmerkung.

<sup>2)</sup> Vgl. meine Literaturvermerke im Neuen Jahrb. f. Min. 1911, Beil. Bd. 31, S. 729 ff. und in den Jahresber. usw. des Oberrhein. geol. Vereins 1913, I, S. 84, Anmerkung 4.

von etwa 21 km Durchmesser<sup>1)</sup> meiner Überzeugung nach mit einem Schlag herausgesprengt hat. Seine Einwände halte ich aber nicht für stichhaltig. Die Spaltenbildung, die Vorbedingung zu dieser Riesensprengung, fehlt keineswegs. Es erübrigt sich, auf die Frage näher einzugehen: „Welches Erdbeben hätte je bis in solche Tiefen (1000—2000 m) hinab weit klaffende Spalten erzeugt.“ Die Geologie kennt viele Verwerfungen, die ganze Formationen Tausende von Metern tief durchsetzen, und zahllose Sprünge, die mehrere Meter breit mit Schutt erfüllt sind, also einst weit geklafft haben müssen<sup>2)</sup>, und nach dem heutigen Stand der Wissenschaft sind das die fossilen Zeugen von Erdbeben. Beim Ries mögen solche Bildungen nicht durch jungmiocänen Gebirgsdruck, sondern durch Zerrung entstanden sein. Das ist ja gerade der fundamentale Unterschied meiner Auffassung gegenüber derjenigen vieler Geologen und Geographen, den ich in zahlreichen Veröffentlichungen auseinandersetze<sup>3)</sup>: Die tertiäre Entwicklungsgeschichte Süddeutschlands steht m. E. unter dem Zeichen der **Verminderung** des Gebirgsdrucks, **nach** den einzelnen Aufbauphasen benachbarter Hebungsgebiete. Daß dabei in den süddeutschen Senkungsgebieten infolge von Zusammenpressung vielfach auch Hebungen vorgekommen sein müssen, habe ich gleichfalls mehrfach betont. Aber freilich, derartige Anschauungen sind gegenwärtig nicht Mode, und man operiert leichter mit dem allbeliebten „Gebirgsdruck“ als mit Zerrung. Selbst wenn man indessen derartige Anschauungen nicht anerkennen will — das bis jetzt bekannte und von mir eifrig gesammelte Tatsachenmaterial widerspricht ihnen in keiner Weise —, so bleibt noch immer die Möglichkeit einer Vorexpllosion in meinem „oberen Magmaherd“ (vgl. meine erwähnte Skizze 1912, Fig. 6), welche die erforderlichen klaffenden Spalten erzeugt haben kann.

Allerdings bestreitet Herr BRANCA auch dies und meint, es handle sich beim Ries um kleinere vulkanische Ausbruch-

---

<sup>1)</sup> BRANCA gibt den Durchmesser mit ca. 25 km etwas zu groß an.

<sup>2)</sup> Bei meinen jetzigen Exkursionen im Oberrheingraben habe ich selbst mehrere solcher einst klaffenden Spalten beobachtet.

<sup>3)</sup> Jahreshefte Nat. Württ. 1905, S. 176 ff.; 1906, S. 106 ff. — Centralbl. f. Min. 1907, S. 494 ff.; 1908, S. 617 ff., 651 ff.; 1910, S. 480 ff.; 1911, S. 31 f., 262 ff., 352 ff., 382 ff. — Neues Jahrb. f. Min. 1911, Beil. Bd. 31, S. 720 ff. — Geognost. Jahreshefte (München) 1911, S. 259 ff.; 1912, S. 229 ff. — Greifswalder Zeitung 4. 2. 1912. — Straßburger Post 5. 9. 1905 und 21. 12. 1905; Beilage der Münchener Neuesten Nachrichten 5. 9. 1908. — Diese Monatsber. 1910, S. 471 ff.; 1911, S. 233 ff., S. 604 ff.; 1912, S. 33 ff.

stellen, deren Eruptionen bei Vulkanbergen nur oberflächliche, aber nicht so tief hinabsetzende Spalten erzeugten; nur sein aufpressender Lakkolith könne das erforderliche Beben verursachen. Mit einer solchen Anschauung würde Herr BRANCA seiner eigenen Lehre von der Nichtpräexistenz der Spalten<sup>1)</sup> in Vulkangebieten den Boden entziehen. Wie sollen diese Spalten dann in Gegenden ohne nachweisbare magmatische Aufpressung entstanden sein? War dort etwa auch überall und ohne Ausnahme früher eine Aufpressung vorhanden, während heute die Verhältnisse anders liegen, wie BRANCA das z. B. im Gegensatz zu H. CLOOS vom Erongogebirge behauptet?<sup>2)</sup> Oder sind derartige Spalten etwa doch tektonischen Ursprungs?<sup>3)</sup> Jedenfalls hat mein Sprengversuch erwiesen, daß unter den gegebenen Bedingungen die erforderliche Spaltenbildung bei einer vulkanischen Vorexpllosion möglich ist.

Hier handelt es sich ferner gar nicht um einen Vulkanberg, sondern um einen etwa 1000 m unter der obermiocänen Erdoberfläche liegenden großen Magmaherd, in welchem viel gewaltigere Spannungen entstehen konnten, als sie jemals in einem Vulkanschlot auftreten werden. Die „kleineren vulkanischen Ausbruchstellen“ des Riesgebiets sind größtenteils nachweislich jünger als die Bildung des Rieskessels, während die von mir angenommene spaltenerzeugende Vorexpllosion wenig älter sein müßte als die zentrale Hauptexpllosion. Jene „kleineren Ausbruchstellen“ kommen also für die Kesselsprengung gar nicht in Betracht, während jetzt unbedingt zugegeben werden muß, daß eine oder auch mehrere kleinere Vorexpllosionen im Niveau des (oberen) Magmaherdes selbst die Ursache der Spaltungsbildung für die Hauptexpllosion sein konnten. Sogar radial zum mittleren Teil des Riesgebietes verlaufende Spalten konnten bei einer solchen Vorexpllosion mit Leichtigkeit gebildet werden, wie mein Sprengversuch zeigt.

<sup>1)</sup> a. a. O., S. 257 (Anmerkung) meint Herr BRANCA, ich sei „ein begeisterter Anhänger der Notwendigkeit präexistierender Spalten“. In meiner „Nachschrift zur Erwiderung an Herrn W. BRANCA“ (Centralbl. f. Min. usw. 1912, S. 413, habe ich indessen bereits öffentlich erklärt, daß ich jetzt nicht mehr Spalten in Vulkangebieten mit Vorliebe als präexistierende Wegweiser des Vulkanismus auffasse, sondern zugeben muß, daß sie ebensogut eine Folgeerscheinung von Explosionen sein können. Diese Behauptung meines Herrn Gegners hätte sich also zum mindesten bei der Korrektur der Druckbogen erübrigt.

<sup>2)</sup> H. CLOOS: Geol. des Erongo, Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1911, S. 53, 57, 82.

<sup>3)</sup> Vgl. z. B. H. VOSSELER: Monogr. des Jusibergeres, Jahreshefte Nat. Württ. 1913, S. 214, 219, 221 f., 227.

Andererseits braucht man keineswegs eine Konzentration des ganzen für die Riesenexplosion erforderlichen Wassers gewissermaßen an einem zentralen Punkte als Vorbedingung für diese Sprengung zu betrachten. Wie bereits ausgeführt wurde<sup>1)</sup>, müssen wir den Gedanken an getrennt voneinander liegende Seen, rauschende Ströme, Bäche und Wasserfälle in unterirdischen Höhlen der Alb aufgeben; die Alb ist ziemlich sicher von einem System kommunizierender Spalten und Klüfte durchsetzt, in welchen das Wasser bis zum Grundwasserspiegel versinkt, zu einer wenig geschwungenen Fläche, die den geologischen Schichten nicht zu folgen braucht. Es liegt bis jetzt kein Grund vor, für das Obermiocän andere Verhältnisse anzunehmen. Wenn wir heute in Albhöhlen nur diluviale Ablagerungen finden, so erklärt sich das wohl durch die erst seit verhältnismäßig kurzer Zeit (Diluvium) erfolgte Freilegung dieser Höhlen. Die im Tertiär oder in der Kreidezeit gebildeten Albhöhlen steckten wohl noch alle tief unten in dem (relativ) nicht herausgehobenen Albkörper, waren also für tertiäre oder noch ältere Tiere sicher kaum zugänglich; ohne deren Reste läßt sich aber nicht nachweisen, ob der Höhlenlehm diluvial, tertiär oder noch älter ist.

Grundwasser war also in der obermiocänen Alb sehr wahrscheinlich ebenso reichlich vorhanden wie heute, und dazu kamen noch die Wassermassen präobermiocäner Flußläufe im oberirdischen Riesgebiet<sup>2)</sup>. Aber nur dort, wo die beiden größeren, verhältnismäßig flachsitzenden Herdgebiete lagen — Ries und Steinheimer Becken — hatte das Wasser Veranlassung, Kontaktexplosionen hervorzurufen. Es entsprach daher vollkommen den von mir angenommenen natürlichen Verhältnissen, wenn ich bei meinem Sprengversuch (a. a. O. 1912, S. 60 ff.) zentral im oberen Magmaherd des Riesgebiets die abgeschwächte Pulverladung anordnete.

Schließlich hat Herr BRANCA jetzt auch zu meinem Sprengversuch Stellung genommen. Wie bei diesem, so existieren heute noch zum Ries hinab schräg einfallende Schubflächen im Blassenberg, Reimersberg, Goldberg, Röthenberg, Buchberg, Beiburg, bei Hertsfeldhausen und Ehingen<sup>3)</sup>.

---

<sup>1)</sup> GRADMANN: Jahresh. Nat. Württ. 1912, S. CXX. — W. KRANZ: Das Nördlinger Riesproblem, III. Jahresber. Oberrhein. geol. Ver. 1913, I, S. 81.

<sup>2)</sup> H. RECK: diese Zeitschr. 1912, S. 173—184. — W. KRANZ: a. a. O. 1913, S. 79 f., 85.

<sup>3)</sup> W. KRANZ: a. a. O. 1913, S. 85, nach E. FRAAS, W. v. KNEBEL und L. REUTER.

(Ich füge mit gütiger Erlaubnis des Herrn Verfassers das Profil von Ehingen am nördlichen Riesrand bei, Fig. 1.) Herr BRANCA hält derartige Schubflächen aber für kleine Vorkommen; sie sagen ihm nichts gegenüber dem ganzen übrigen Umkreise des Rieskessels, an dem man nichts davon sieht, an dem vielmehr ein Steilrand vorhanden ist. Herr BRANCA hat dabei übersehen, daß mein Sprengversuch<sup>1)</sup> im Deckgebirge ziemlich steile, nach dem Innern des Trichters zu fallende Kesselränder ergab, deren Abschrägung im Malm durchschnittlich etwa 45° betrug. Eine

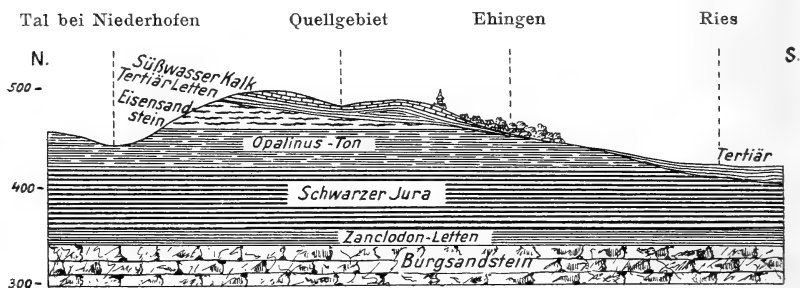


Fig. 1.

Geologisches Profil durch das Gebiet von Ehingen (bei Oettingen).  
5-fach überhöht. Von L. REUTER.

größere Übereinstimmung mit den tatsächlichen Verhältnissen konnte das Experiment wohl nicht ergeben!

Ferner soll mein Sprengversuch „unter völlig anderen Bedingungen angestellt sein, als sie das Ries darbot“, und daher für die Entstehung des Rieskessels nichts beweisen. Herr BRANCA bemängelt dementsprechend mehrere meiner technischen Versuchsanordnungen. Ich habe diesen Versuch vor seiner Ausführung eingehend mit mehreren meiner Kameraden vom preußischen Ingenieur- und Pionierkorps erörtert und ihn daraufhin so sorgfältig wie möglich den beim Ries obwaltenden natürlichen Bedingungen anzupassen versucht. Was daran nicht in allen Einzelheiten stimmte, ist a. a. O. 1912, S. 64 berichtet. Was aber Herr BRANCA bemängelt, würde ein Fachmann niemals beanstandet haben: Die punktartige Lage des Sprengmittels im Zentrum des Modells ist belanglos, die gewünschte abgeschwächte

<sup>1)</sup> a. a. O. 1912, S. 63.



Wirkung in breiterer Fläche (wie beim Wasserdampf im oberen Magmaherd des Ries) wurde tatsächlich durch die flache Form des Ladungskastens und durch den Hohlraum erzielt, welcher den Ladungskasten umgab (a. a. O., S. 61, Fig. 4 b und S. 62). Die Vermauerung der Ladung in dem das Grundgebirge darstellenden Beton ergab daher keineswegs eine feste Einkapselung des Sprengpulvers, vielmehr eine verhältnismäßig sehr lockere Anordnung der Ladung und demgemäß eine treibende, schiebende Sprengwirkung,

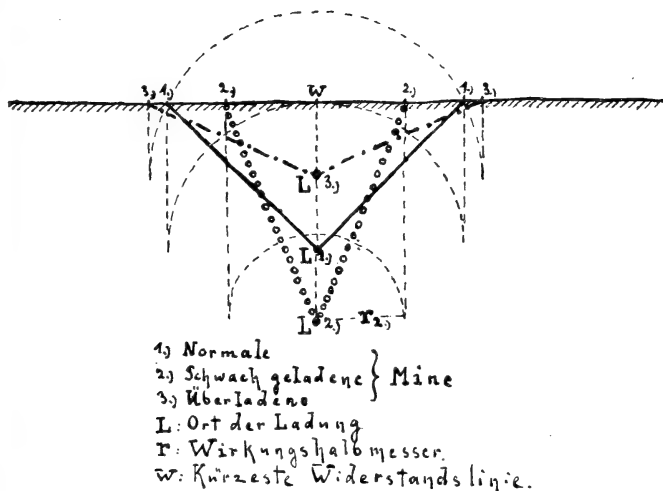


Fig. 2.

andernfalls wäre die tatsächlich erfolgte Auseinanderschabung des Deckgebirges (a. a. O., S. 61, Fig. 4 a und c und S. 64) unmöglich gewesen.

Auch Herrn BRANCAS sonstige Ausführungen über Sprengwirkungen sind vom fachmännischen Standpunkte aus gar nicht einwandfrei, wie ich z. T. bereits in meiner Stellungnahme zu seiner Arbeit über Intrusionen ausführte<sup>1)</sup>. Man verwendet in der Sprengtechnik 1. normale, 2. schwachgeladene und 3. überladene Minen [Fig. 2]; 1. erzeugt rechtwinkelige Sprengtrichter, 2. spitzwinkelige, 3. stumpfwinkelige. Bei diesen drei Arten ist das Verhältnis der „kürzesten Widerstands-

<sup>1)</sup> Jahresber. oberrhein. geol. Ver. 1913, I, S. 86. — Vgl. hierzu B. ZSCHOKKE: Handbuch der militärischen Sprengtechnik, Leipzig 1911, S. 120 ff.

linie“ W (der kürzesten Entfernung von der Ladung nach der Tagesoberfläche), zum „Wirkungshalbmesser“ (Radius des Wirkungskreises) r:

1.  $r = w$
2.  $r < w$
3.  $r > w$

Für die Wirkung von Minen ist der Wirkungshalbmesser (r) und die Tiefe des Minentrichters (w) maßgebend. Ist  $\frac{r}{w} = 0$ , so entsteht eine „Quetschmine“ („Quetscher“) ohne Tagwirkung; bei überladenen Minen erhält man im Gegensatz dazu ausgesprochen starke äußere Wirkung. Die Wirkung läßt sich nun ziemlich genau im voraus berechnen, und die in den verschiedenen Armeen gebräuchlichen Ladeformeln beruhen auf einer Kombination von mathematischer Erwägung und experimentellen Ergebnissen, deren Grundlagen bis zum Jahre 1686 n. Chr. zurückreichen. DAMBRUN stellte 1873 fest, daß sich überladene und schwachgeladene Minen aus normal geladenen durch Multiplikation mit der dritten Potenz eines bestimmten Koeffizienten errechnen lassen<sup>1)</sup>. Erprobt ist ferner, daß die Wirkung von Minen mit der zunehmenden Festigkeit der zu sprengenden Bodenarten abnimmt und mit der gesteigerten Länge und Güte der „Verdämmung“ wächst, letzteres ganz besonders bei „treibenden“ Sprengmitteln, wie Schwarzpulver (und Wasserdampf)<sup>2)</sup>. (Unter „Verdämmen“ versteht man das Verstopfen des Zugangs zu der Mine.) Der Verdämmungskoeffizient „d“ ist z. B. bei überladenen Pulverminen in festem Gestein bei einer Verdämmungslänge<sup>3)</sup> „V“:

	d
V = 0,5 w:	2,0
V = 1,0 w:	1,5
V = 1,5 w:	1,2
V = 2,0 w:	1,1
V = 2,5 w:	1,0

d. h.: je länger und besser die Verdämmung, desto weniger Sprengmittel ist zur gleichen Wirkung erforderlich. Endlich wurde festgestellt, daß sich die unterirdische Wirkungssphäre von treibenden Minen auf einen

<sup>1)</sup> DAMBRUN: Etudes sur les effets des mines militaires, Mémorial de l'officier du génie, Paris 1873, Nr. 21. — ZSCHOKKE: a. a. O., S. 133.

<sup>2)</sup> ZSCHOKKE: a. a. O., S. 136. — Deutsche Sprengvorschrift 1911, S. 83 ff., 121 ff.

<sup>3)</sup> Deutsche Sprengvorschrift 1911, S. 123; die dort gewählte Bezeichnung „A“ entspricht der obengenannten kürzesten Widerstandslinie „W“.

wesentlich größeren Raum erstreckt, als die erwähnten Wirkungskreise (mit  $r$  als Halbmesser)<sup>1)</sup>. In horizontaler Richtung breiten sich die unterirdischen Wirkungen weiter aus als in vertikaler.

Aus diesen Erfahrungstatsachen ergibt sich:

1. Das Bergab- oder Bergauf-Rutschen der überschobenen Massen kommt nicht in Betracht; bei dem im allgemeinen schwachen Einfallwinkel der „überladenen“ Riessprengung<sup>2)</sup> konnte der Widerstand durch die ungeheuren Schubkräfte leicht überwunden werden.

2. Die Wirkung der Verdämmung hat Herr BRANCA nicht berücksichtigt. Wie ich bereits mehrfach zeigte<sup>3)</sup>, mußten die nachdrängenden Wassermassen bei der Riesprengung als echte Verdämmung dem entwickelten Dampf den Rückweg verstopfen; man kann sich leicht vorstellen, daß mehrere Hunderte von Metern hohe Wassersäulen in Gebirgsspalten eine der wirksamsten Verdämmungen bilden, wie die Wasserminen und Geysire beweisen. Unter solchen Verhältnissen mußte der eingeschlossene und abgekapselte Wasserdampf im Untergrund des Ries treibend wirken.

3. Meine Ausführungen über die treibende Wirkung des Wasserdampfs hat Herr BRANCA abermals mißverstanden, wie ich gleichfalls bereits ausführte<sup>4)</sup>. Ich soll zugegeben haben, „daß Wasser nicht immer schiebend zu wirken braucht, wie aus den Uracher Kanälen sich ergebe!“ Eine derartige Ansicht würde mich bei Fachleuten der Sprengtechnik in den Geruch gänzlicher Unkenntnis der Unterschiede zwischen brisanten und treibenden Sprengmitteln bringen. An der von meinem Herrn Gegner als Beleg zitierten Literaturstelle<sup>5)</sup> habe ich im Gegenteil die Maarkanäle ganz ausdrücklich durch brisante Detonationen erklärt, Wirkungen, wie sie Wasserdampf nach allen Erfahrungen der Sprengtechnik in Gestein niemals hervorzubringen vermag. Die Uracher Schlote können nur durch brisante Gase erzeugt sein, keinesfalls durch Wasserdampf; leugnet doch bekanntlich BRUN überhaupt das Vorhandensein von Wasserdampf bei vulkanischen Explosionen. — Ein Vergleich der Uracher Durchschlags-

---

<sup>1)</sup> ZSCHOKKE: a. a. O., S. 148 ff.

<sup>2)</sup> Die tatsächlichen Verhältnisse suchte ich in meiner mehrfach erwähnten Skizze 1912, S. 65, darzustellen und in meinem Sprengversuch (S. 60 ff.) maßstabsgerecht nachzubilden.

<sup>3)</sup> a. a. O. 1912, S. 58; 1913, S. 86.

<sup>4)</sup> a. a. O. 1913, S. 86.

<sup>5)</sup> Centralbl. f. Min. 1912, S. 412.

röhren mit dem weiten Riestrichter ist überhaupt vom Standpunkt der Sprengtechnik der denkbar unglücklichste, die Bedingungen bei beiden Phänomenen müssen gänzlich andere gewesen sein.

Aber auch das von Herrn BRANCA zum Vergleich herangezogene Beispiel des Rakata<sup>1)</sup> (Krakatau) erscheint mir nicht stichhaltig. Der Rieskessel ist etwa viermal so groß als das jüngste Trümmerfeld des Rakata; dessen Sprengherd muß viel kleiner gewesen sein als der „obere Magmaherd“ im Untergrund des Ries. Anscheinend ist beim Ausbruch des Krakatau vom 27. August 1883 in einem Schlot der zentralen Andesitinsel eine verhältnismäßig kleinere Meerwassermenge verdampft, denn die Trichterwände zeigen etwa das Bild der „normalen Mine“ (vgl. oben) mit steilen Rändern, während der im großen flache Riestrichter durch eine stark überladene Mine entstanden sein muß. Die Verhältnisse liegen m. E. gerade umgekehrt, wie Herr BRANCA meint: Die Sprengwirkungen des Krakatau-Ausbruchs sind viel schwächer, als sie beim Ries waren; nur der zentrale und nächstbenachbarte Teil des Krakatau wurde wie beim zentralen Ries fortgeblasen, zu randlichen Überschiebungen aber, wie sie beim Ries nachgewiesen sind, fehlte es dem Krakatau an Kraft.

Aus allen diesen Gründen vermag ich auch jetzt noch die Wahrscheinlichkeit eines magmatisch gehobenen Riesberges mit Explosionen nicht anzuerkennen.

### B. Steinheimer Becken.

Die „kleine Aufpressung“ im Steinheimer Becken möchte Herr BRANCA jetzt als einen durch Vereinigung von schwacher Aufpressung mit einer Kontaktexplosion entstandenen Vorgang erklären, durch den die Doggerscholle des Klosterberges vielleicht auch auf untere (unsichtbare) Malmschichten geschoben worden wäre. „Für das Mitwirken einer Explosion auch dort im Steinheimer Becken spricht die Vergriesung des Malmkalkes in der Peripherie des Beckens.“ Diese neue Auffassung BRANCAs entspricht mit Ausnahme von Einzelheiten auch meiner jetzigen Ansicht. Am 28. Februar 1912 fragte ich bei Herrn Oberförster F. GOTTSCHICK in Steinheim a. Aalbuch an, ob mein Sprengversuch<sup>2)</sup> auch zur Erklärung des

---

<sup>1)</sup> Vgl. hierzu auch die Kärtchen im Lehrbuch der allg. Geologie von E. KAYSER, 1912, S. 620 f.

<sup>2)</sup> Jahresber. und Mitteil. oberrhein. geol. Ver. 1912, S. 60—65.

Steinheimer Beckens beitragen könne. Herr GOTTSCHICK antwortete Ende Mai 1912:

„Ihr Sprengversuch scheint mir auch die Entstehung des Steinheimer Beckens am besten zu erklären<sup>1)</sup>. In der beifolgenden Zeichnung (Fig. 3) ist ein Querschnitt durch das Steinheimer Becken enthalten, maßstabsgerecht in Höhen und in Längen<sup>2)</sup>. Es ist hierdurch allerdings die Erhebung des Klosterbergs und der Seitenwände des Beckens wenig in die Augen

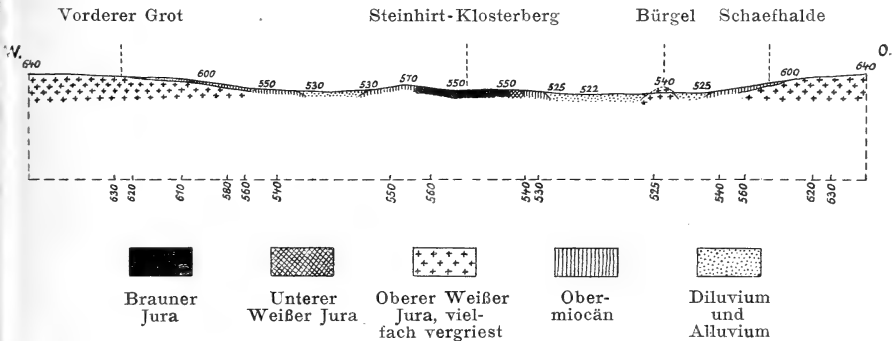


Fig. 3.

Längsschnitt durch das Steinheimer Becken, entworfen von F. GOTTSCHICK. Längen und Höhen 1:44000. Der Schnitt trifft in der Einsenkung auf der Mitte des Klosterberg-Steinhirt nur braunen Jura. Ein paralleler Schnitt etwa 100 m weiter nördlich würde zwischen zwei Fetzen von braunem Jura in der Mitte untern weißen Jura treffen; noch weitere 100 m nördlich bzw. nordwestlich würde neben Tertiär wohl nur noch unterer Weiß-Jura angeschnitten.

fallend, zumal da ich bei dem Querschnitt zwei Punkte am Rande des Beckens verbinden wollte, bei denen die tertiäre Auflagerung sicher festgestellt war, weshalb die zu diesem Zweck gezogene Linie nicht immer in der Richtung des stärksten Gefälls verlief. Unter den tertiären Bildungen am Rande des Beckens kann man noch jetzt mit einiger Sicherheit das ehemalige Aussehen

<sup>1)</sup> Vgl. hierzu besonders den Plan des Steinheimer Beckens von GOTTSCHICK, Jahresber. d. Vereins für vaterländ. Naturk. in Württemb., 1911, S. 497. — Ferner die Karte bei BRANCO und FRAAS: Das kryptovulkanische Becken von Steinheim, Abhandl. Preuß. Akad. Wiss. 1905, Tafel I.

<sup>2)</sup> Hierauf sei besonderer Wert gelegt. Überhöhte Zeichnungen, wie z. B. diejenige des Steinheimer Beckens von BRANCO und FRAAS, 1905, S. 21, sind zwar in der Geologie vielfach gebräuchlich, führen aber bei tektonischen Problemen leicht zu falschen Vorstellungen. W. Kr.

des Randes erkennen, das Tertiär liegt vielfach auf ziemlich steil abstürzenden Jurafelsen auf, am ganzen Rande trifft man unter dem Tertiär größere und kleinere Jurabrocken, im allgemeinen aber ist es — abgesehen von einer Stelle, wo vielleicht auch einige Stücke des unteren Weißen Juras sich finden — nur oberer Weißer Jura. Die Entstehung der Mulde rings um den Klosterberg herum läßt sich wohl am besten durch eine in nicht zu großer Tiefe stattgefundene Explosion erklären. Durch dieselbe wurden die Brocken des oberen Weißen Juras im ganzen Gelände zerstreut, zugleich aber auch eine flache Mulde erzeugt, auf der sich alsdann der Tertiärsee bildete. Am sogenannten „Bürgel“ ist innerhalb der Mulde eine kleine Erhebung, die Prof. FRAAS — allerdings auch nicht mit Bestimmtheit — für Weißjura  $\delta$  erklärt, die mir aber ganz dasselbe Gestein zu haben scheint wie die daneben sich erhebende Schäfhalde (nebst Finkenbusch; oberer Weißer Jura). Diese Erhebung mit steil abfallenden Schichten könnte ganz gut ein Brocken von der Explosion sein.“

„Der Kern von unterem Weißem und Braunem Jura in der Mitte des Sprengschlotes könnte ganz gut durch Nachschieben des Lakkolithen entstanden sein. Am Rande dieses Sprengschlotes kamen später die heißen Quellen heraus, deren Absätze sich halbkreisförmig am Rande des Steinhirts-Klosterbergs herumziehen.“

Ich antwortete Herrn GOTTSCHICK sofort brieflich: Im Profil (Fig. 3) erkenne man deutlich die flacheren Ränder des Sprengtrichters, während die ziemlich steil abstürzenden Jurafelsen mit dem auflagernden Tertiär den steil (unter  $45^0$ ) abgeschrägten Rändern bei meinem Sprengversuch<sup>1)</sup> zu entsprechen schienen. Nach der Kartenskizze in den Jahreshften des Vaterländischen Vereins für Naturkunde in Württemberg, 1911, S. 497, sei Schwarzer Jura das älteste Gestein des Beckens, der Sprengherd dürfte daher innerhalb des Schwarzen Juras gelegen haben, zwischen Dogger und Keuper. Nur hinsichtlich der Deutung der Schwarz-, Braun- und Weiß-Juraschollen im Klosterberg-Steinhirt beständen Zweifel: Wäre es nicht möglich, daß dort wirr durcheinandergeworfene Schollen zutage anstehen, die bei der zentralen Explosion (unter dem jetzigen Klosterberg-Steinhirt) senkrecht in die Höhe gehoben wurden und ebenso senkrecht wieder in den ausgesprengten Trichter zurückfielen? (Man beobachtet entsprechendes bei allen größeren Fladderminen im Pionierdienst.)

<sup>1)</sup> Jahresber. usw. oberrhein. geol. Ver., 1912, I, Fig. 4a S. 61, und S. 63 Anm. 3.

Freilich müßte dann die Lagerung im Klosterberg-Steinhirt recht wirr sein und bisweilen richtige Trümmerstruktur des Gesteins auftreten. „Vielfach zertrümmert“ nennt die erwähnte Karte nur den oberen Weißen Jura. Auf dem Profil (Fig. 3) taucht der Jura des Klosterbergs unter das Tertiär unter, was mit dieser Erklärung gut übereinstimmen würde, wenn das Tertiär im allgemeinen ruhig lagert. Wir brauchten dann keinen Nachschub des Kerns durch einen Lakkolithen. Die heißen Quellen um den Klosterberg-Steinhirt stimmen wieder mit einer zentralen Explosion gut überein. Aber eines sei noch zu vermissen: Wo sind die andern herausgesprengten Massen geblieben? Finden sich in der Umgebung des Steinheimer Beckens noch Schollen oder Fetzen von zertrümmertem Weiß-Jura oder gar noch älteren Gesteins, die wie beim Ries herausgeschleudert oder -geschoben sein könnten und jetzt diskordant auf dem anstehenden Weiß-Jura auflagern, vielleicht sogar mit „Buchbergeröllen?“ Und schließlich: Könnten das geradlinige untere Stubental sowie das untere Wental (Hirschtal westlich Steinheim) Spaltentäler im Sinne meines Sprengversuchs sein?<sup>1)</sup>

Herr GOTTSCHICK antwortete hierauf am 3. Juli 1912: „Die eigentliche Explosion im Steinheimer Becken habe ich in der Hauptsache in den Weißen Jura verlegt, da nur von diesem am Rande des Beckens Bruchstücke gefunden wurden, während Schwarzer und Brauner Jura bis jetzt nur im Zentrum gefunden ist. Der in letzterem gefundene Schwarze und Braune Jura liegt sehr wirr durcheinander, in der Mitte hauptsächlich die verschiedenen Formen des Braunen Juras, der Schwarze Jura ist bis jetzt nur ganz oberflächlich und verrutscht gefunden; außen herum liegt hauptsächlich unterer Weißer Jura.“

„Aus diesem Grunde dachte ich mir die Hauptexplosion mehr oberflächlich, etwa im mittleren Weißen Jura, und dann ein Nachdrücken des unteren Weißen und Braunen (bis Schwarzen) Juras. Das Nachdrücken wäre aber jedenfalls auch ziemlich explosionsartig zu denken, da die Stücke des Braunen Juras überaus wirr durcheinander liegen und man stellenweise den Eindruck hat, daß die härteren Stücke, z. B. die harten „Laibsteine“ des Braunen Juras  $\alpha$ , keilförmig etwas höher hinaufgetrieben wären als die etwas weicheren Schichten, zwischen denen sie vor der Explosion lagen<sup>2)</sup>.“

<sup>1)</sup> a. a. O., 1912, I, S. 64; 1913, I, S. 79 f.; 82–84.

<sup>2)</sup> Im folgenden betont Herr GOTTSCHICK nochmals die „wirr durcheinander getriebene“ Lagerung auch als Ergebnis der Grabungen von BRANCA und FRAAS.

„Die Talbildungen (Hirschtal, Stubental) sind vielleicht durch die Sprengungen erleichtert, aber jedenfalls erst später beendet worden. Durch die Erosion der Täler, die sich auch in das Tertiärbecken herein erstreckte, wurde wohl das meiste unten im Tal bzw. im Tertiärbecken gelegene Sprengmaterial mit fortgenommen; zu beachten ist aber, daß am Rande des Beckens das Tertiär bis jetzt nur auf oberem Weißem Jura aufliegend sicher festgestellt worden ist; an einer Stelle dürften allerdings auch einige aus dem Zentrum herausgesprengte Brocken des unteren Weißen Juras (mit charakteristischen Druckfiguren<sup>1)</sup>) liegen, ich glaube wenigstens nicht, daß sie durch Menschenhand dorthin gekommen sind<sup>2)</sup>.

Nachdem Herrn GOTTSCHICK dann die neue Auffassung BRANCAS bekannt geworden war, teilte er mir am 16. 8. 1913 mit: „Dieser neuen Auffassung kann man fast ganz beitreten, soweit Aufpressung und Kontaktexplosion in Frage kommen, nicht jedoch der Ansicht, daß die Doggerscholle des Klosterbergs vielleicht auch auf (unsichtbare) Malmschichten geschoben wäre. Von einer Doggerscholle kann man m. E. nicht sprechen, bei den Grabungen auf dem Klosterberg-Steinhirt ergab sich eine wirr durcheinandergeschobene und zwischeneinander emporgepreßte Masse, außen (und zugleich unten) mehr unterer Weißer Jura, innen (und zugleich oben) Brauner Jura. Eine Verschiebung halte ich deshalb nicht für wahrscheinlich, weil der aus dieser Masse zusammengesetzte Klosterberg-Stirnhirt ziemlich genau in der Mitte des Kessels liegt; letzterer ist vollständig kreisrund, nach außen abgeschrägt (die Abschrägung bestand schon zur Tertiärzeit, wie sich aus den tertiären Randkalken nachweisen läßt); es ist deshalb wohl mit Sicherheit anzunehmen, daß die den Kessel bildende Explosion und auch die Emporpressung von der Mitte aus geschehen ist.“

---

<sup>1)</sup> W. BRANCA und E. FRAAS: Das Kryptovulkanische Becken von Steinheim, Abh. Preuß. Ak. Wiss. 1905; Druckfiguren: S. 36 u. 37, Fig. 7 und 8.

<sup>2)</sup> Daß Herr GOTTSCHICK auch das Steinheimer Problem mit meiner Sprengtheorie erklären möchte, teilte ich Herrn E. FRAAS am 21. 7. 1912, Herrn BRANCA am 4. 11. 1912 mit. Es freut mich, daß Herr BRANCA in seiner vom August 1912 datierten, im Sommer 1913 veröffentlichten Abhandlung (diese Monatsberichte, S. 257 f.) eine nicht erheblich verschiedene Auffassung bekannt gibt; jedenfalls zeigt der vorstehende Briefwechsel zwischen Herrn GOTTSCHICK und mir, in welcher Weise wir bereits vor Herrn BRANCAs letzter Veröffentlichung die Entstehung des Steinheimer Beckens nach meinem Sprengversuch auffaßten.



Man sieht, die Entstehung des Steinheimer Beckens birgt noch eine Fülle von Problemen. Wenn ich das von BRANCA und FRAAS beigebrachte Tatsachenmaterial mit den Ausführungen von GOTTSCHICK und den Erfahrungen der Sprengtechnik zusammenstelle, so kann ich angesichts der minenartigen Trümmerstruktur des Klosterberg-Steinhirts an eine lakkolithische Emporpressung hier nicht glauben; vorläufig kommt mir am wahrscheinlichsten vor, daß hier **zwei** zeitlich vielleicht nur wenig getrennte **Sprengungen** erfolgten: Zuerst eine verhältnismäßig starke „überladene“ Wasserdampf-Explosion in einem Magmaherd, welcher ganz flach in der Tafel des mittleren Weißen Juras lag, und dann eine viel schwächere (Wasserdampf- oder Gas-) Explosion in einem kleineren Magmaherd im Niveau des Lias. Beide Herde lagen ziemlich genau zentral unter dem jetzigen Steinheimer Becken. Die erste Sprengung schuf das rundliche Becken selbst, die zweite den Klosterberg-Steinhirt. Lakkolithische Aufpressung scheint mir hier ebensowenig vorzuliegen wie bei der Riesbildung.

## 2. Zur Gliederung der Kreideformation in der Umgebung von Dresden.

Von Herrn E. KRENKEL.

Leipzig, den 23. September 1913.

In den Erläuterungen zur Sektion Dresden der geologischen Spezialkarte von Sachsen hat R. BECK innerhalb der liegenden cenomanen, gewöhnlich als „Stufe der *Ostrea carinata*“ bezeichneten Schichten der Kreideformation drei Glieder ausgeschieden<sup>1)</sup>, die er bezeichnet als:

1. Ablagerungen mit *Ostrea carinata* in Vertiefungen des Untergebirges;
2. Lokal im Liegenden des eigentlichen Carinatenplänersandsteins oder des Carinatenpläners entwickelte Konglomerate, Sandsteine und Mergel;

---

<sup>1)</sup> S. 63.

3. Pläner und feinkörnigen Plänersandstein mit *Ostrea carinata* LAM.

Nach seiner Ansicht sind die unter 1. angeführten, später von ihm als „Klippenfacies“ bezeichneten Gebilde, wie die Konglomerate, Sandsteine und Mergel unter 2., die nach ihrer Entstehungsweise recht eng zusammengehören, nur lokal vorhanden. An anderen Stellen werden sie von dem Pläner und feinkörnigen Plänersandstein vertreten, der dann unmittelbar dem älteren Untergrund aus krystallinen Gesteinen, wie dem Syenit des Meißener Massivs, oder aus den Rotliegend-Schichten des Döhlener und Elbtalbeckens auflagert.

Diese Auffassung von der faciiellen Vertretung der Konglomerate, Sandsteine und Mergel durch Pläner und feinkörnige Plänersandsteine kommt auch in den Randprofilen der geologischen Karte von Sektion Dresden zum Ausdruck, wo teils Pläner, teils „glaukonitische“ Sandsteine als transgredierend über dem Untergrund eingezeichnet sind.

Wenige Jahre später hat W. PETRASCHECK in seinen „Studien über Faciesbildungen im Gebiete der sächsischen Kreideformation“ eine abweichende Anschauung geäußert<sup>1)</sup>. Er betont, gestützt auf eine Reihe von Profilen, daß das Cenoman des sächsischen Kreidegebietes überall in zwei Stufen zerfällt, in den Carinatenquader und den Carinatenpläner. Letzterer soll nur das Äquivalent eines oberen Komplexes der gesamten cenomanen Carinatenstufe sein, deren unterer durch Carinatenquader (mit Konglomeraten, Sandsteinen, Mergeln) vertreten wird. Der Carinatenquader wird damit von PETRASCHECK als selbständige Unterstufe des Cenomans aufgestellt.

Die von mir vorgenommenen Revisionsarbeiten für die demnächst erscheinende zweite Auflage der Sektion Dresden haben die von PETRASCHECK vorgeschlagene Gliederung des Cenomans bestätigt. Es läßt sich überall nachweisen, sowohl in der Umgebung von Dresden an natürlichen Aufschlüssen und durch eine Reihe von unten zu erwähnenden Bohrprofilen, wie auf den an Sektion Dresden anstoßenden, gegenwärtig in Neubearbeitung befindlichen Sektionen, daß die liegenden Schichten der Kreideformation in Quaderfacies ausgebildet sind. Erst über ihnen, die petrographisch recht wechselvoll entsprechend ihrer Natur als transgressiver Bildung über einem unebenen, mannigfaltig zusammengesetzten Untergrund ausgebildet sind, folgt der Carinatenpläner.

---

<sup>1)</sup> S. 9 ff.

Die Abgrenzung zwischen den liegenden, überwiegend sandig-konglomeratischen Schichten und den hangenden Plänen bereitet nur da gewisse Schwierigkeiten, wo wie in der Sächsischen Schweiz die letzteren mehr und mehr sandigen Charakter annehmen.

Die Bohrungen, die uns mit der Verbreitung und dem Aufbau der liegenden Schichten des Cenomans in der Umgebung von Dresden bekannt machen, sind vor allem folgende; die älteren mögen nur der Vollständigkeit halber genannt werden:

1. Artesischer Brunnen in der Antonstraße in Dresden-Neustadt. Unter dem 221,3 m mächtigen Kreidekomplex der Stufen des *Inoceramus Brongniarti*, des *Inoceramus labiatus* und des Carinatenpläners liegen, soweit durchsunken, 5,6 m grauer, zuletzt lockerer und klüftiger Sandstein des Carinatenquaders.

2. Artesischer Brunnen auf dem Antonsplatz in Dresden-Altstadt. Unter den 130 m mächtigen Stufen des *Inoceramus Brongniarti*, des *I. labiatus* und des Carinatenpläners folgt in 18,7 m Mächtigkeit weißer und grauer Sandstein des Carinatenquaders. Darunter liegen rötliche und graue Sandsteine, wechsellagernd mit rotem Ton, und Konglomerate des Rotliegenden.

3. Artesischer Brunnen in der Dresdener Papierfabrik in Dresden-Altstadt. Unter den jüngeren Stufen der Kreideformation durchsank man:

Carinatenpläner . . . . .	22,38 m
Grünsandstein . . . . .	1,35 m
Austernbank . . . . .	0,24 -
lichtgrauen und weißlichen Quadersandstein mit Kaolin	2,74 -
Sandstein und Konglomerate . . . . .	2,30 -
Carinatenquader . . . . .	6,63 m
Darunter rotliegende Letten und Sandsteine.	

Die neueren Tiefbohrungen ergaben folgendes:

4. Tiefbohrung in der Waldschlößchen-Brauerei in Dresden-Neustadt<sup>1)</sup>. Unter 40 m Haidesand, jungen Elbschottern, altdiluvialen (oder pliocänen?) Elbschottern wurde eine über 250 m dicke Folge von wechsellagernden Plänen, Plänersandsteinen und Tonen durchbohrt, die sich nach R. NESSIG, der die Bohrproben untersuchte, verteilen auf:

von 40 — 42,5 m	Brongniarti-Mergel (?)
- 42,5—165 -	Labiatus-Stufe
- 165 — 297 -	Carinaten-Stufe

<sup>1)</sup> R. NESSIG: Neue Tiefbohrung in Dresden. Abb. Isis 1906, S. 24.

Sandig-konglomeratische Schichten des Cenomans (Carinatenquader) sind nicht erreicht worden. Nach dem Einfallswinkel dieser Schichten war das auch kaum zu erwarten; dazu kommt, daß möglicherweise die Kreideformation von Verwerfungen mit geringer Sprunghöhe in Lausitzer Richtung durchgesetzt wird, die ihr stärkeres Absinken nach Nordosten verursachen.

Bemerkenswert ist die große Mächtigkeit der Kreide (257 m), die diejenige des am nächsten gelegenen Profils im artesischen Brunnen in Dresden-Neustadt mit einer solchen von 226,9 m noch um 30 übertrifft. Diese beiden auf dem rechten Ufer der Elbe gelegenen Bohrungen zeigen, daß die Kreideformation links der Elbe wohl eine starke Erosion erlitten hat, der vor allem die weichen Mergel der Brongniarti-Stufe zum Opfer gefallen sind; ihrer Wegräumung verdankt die Elbtalweitung bei Dresden ihre Entstehung.

Bei beiden Bohrungen ist das Tiefste der Kreide wie die ältere Unterlage nicht erreicht worden; namentlich bei der Bohrung in der Waldschlößchen-Brauerei ist das zu bedauern, da sie in größter Nähe der großen Lausitzer Überschiebungslinie liegt.

5. Im Brunnen der Firma SEIDEL & NAUMANN, Hamburger Straße Nr. 19, lautet das Bohrprofil:

0	—	1,5 m	Lehm
1,5	—	8	- Kies von Walnußgröße
8	—	10	- Lehm
10	—	11	- Kies von Walnußgröße
11	—	14	- Sand mit gröberen Kieslagen
14	—	16	- Sand mit feinerem Kies
16	—	18,5	- toniger Sand
18,5	—	77,0	- blauer Ton
77	—	80,0	- Pläner
80	—	83	- blauer Ton
83	—	94	- Pläner
94	—	98	- blauer Ton
98	—	100	- dunkelgrauer Ton
100	—	102	- grüner Ton
102	—	106	- grüner Sand
106	—	112	- grauer Sand
112	—	113	- roter Sand.

Die Kreideformation beginnt zwischen 16 und 18 m unter der Oberfläche. Bei etwa 100 m Tiefe setzen die tonig-sandigen Bildungen des Carinatenquaders ein. Die liegenden roten Sande könnten bereits dem Rotliegenden des Elbtalbeckens angehören oder als aufgearbeitetes Material aus dem Rotliegenden noch zum Carinatenquader gehören.

6. Ein Versuchsbrunnen auf dem städtischen Grundstück an der Bauhofstraße von 65,5 m Tiefe erreichte nur den Labiatuspläner.

7. Ein Brunnen im Grundstück Würzburger Straße Nr. 9 in Dresden-Altstadt von 39 m Tiefe erreichte das Cenoman nicht.

8. Das Bohrprofil eines Brunnens an der Eisenstockstraße in Dresden-Altstadt (Parzelle 451c) ergab:

0 — 10 m	feiner Kies
10 — 23	- Kies mit Ton und Pläner
23 — 38	- Ton und Pläner
38 — 43	- Pläner
43 — 47	- Pläner mit Ton
47 — 56	- Ton
56 — 59	- Pläner
59 — 61	- Pläner mit Ton
61 — 66	- Pläner
66 — 68	- grauer Sand
68 — 70	- Pläner
70 — 71	- grober grauer Sand
71 — 72	- feiner grauer Sand
72 — 73	- grober grauer Sand
73 — 75	- feiner grauer Sand mit Pläner
75 — 80	- morscher Pläner
80 — 81	- Pläner
81 — 84	- dunkelgrauer Ton
84 — 86	- dunkelgrüner Ton
86 — 87	- graugrüner feiner Sand
87 — 90	- grauer Sandstein
90 — 92	- roter Ton
92 — 103	- roter feiner Kies, und Felsen.

Auch in diesem Profile werden die liegenden cenomanen Schichten von tonigen und sandigen Bildungen aufgebaut. Ihre Mächtigkeit ist keine große (81—90 m). Wieder lagen unter ihnen rote Tone, roter feiner Kies, und bei 103 m Tiefe „Felsen“, der wohl dem Syenit des Meißener Massivs angehören wird.

9. Das Profil des Brunnens Bienertstr. 1 in Dresden-A. zeigt:

3,50—10,50 m	rötlicher Kies
10,50—13,50	- toniger Kies
13,50—17,50	- weicher Pläner
17,50—18	- Pläner mit Ton
18 — 20	- dunkler Pläner
20 — 26,50	- dunkler Pläner mit etwas Ton
26,50—28	- hellgrauer Pläner
28 — 29	- feiner grauer Schwemmsand
29 — 32	- feinkörniger grauer Sandstein
32 — 42	- grauer Ton
42 — 44,50	- roter Ton
44,50—45,50	- feiner roter Sand
45,50—52	- roter Ton
52 — 55	- grober roter Sand, dann Syenit.

Grauer Schwemmsand und feinkörniger grauer Sandstein vertreten die untere Carinatenstufe. Der unter dem feinkörnigen grauen Sandstein angetroffene 10 m mächtige graue Ton bleibt in seiner stratigraphischen Stellung zweifelhaft; er kann nach Analogie mit andern Vorkommnissen wohl noch zum Cenoman gezogen werden. Über dem Syenit des Plauenschen Grundes findet sich roter Ton und roter Sand, dem Rotliegenden des Elbtalbeckens angehörend.

10. Brunnenprofil Bamberger Str. 5 in Dresden-A.:

1,5— 3	m	Lehm
3,0— 3,5	-	Kies
3,5— 5,5	-	gelber Pläner
5,5— 7	-	gelber Ton
7— 10	-	gelber Pläner
10—16	-	grauer Pläner
16—18,5	-	Ton
18,5—28	-	grauer Pläner
28—34	-	Ton
34—38	-	grauer Pläner
38—39,5	-	Ton
39,5—52	-	Pläner
52—62	-	plastischer Ton
62—63	-	grünlicher Ton
63—64	-	grauer Pläner
64—74	-	rötlicher Ton
74—80,5	-	Syenit.

Die unteren plastischen und grünlichen Tone und der graue Pläner (63—64 m), wohl eine Einlagerung von kalkigem Sandstein, entsprechen dem unteren Cenoman. Unter ihm folgt nach einer Zwischenlage von rotem Ton der Syenit.

11. Brunnen Hofmühlenstr. 33 in Dresden-A.:

0— 9 m	Lehm und Kies
9—12	- grauer Ton
12—18	- Ton mit Pläner
18—24	- Pläner
24—28	-
28—39	-
39—48	- hellgrauer Ton
48—49	- graugrüner Ton
49—55	- dunkelroter Ton
55—68	- hellroter Ton
68—74,7 m	Syenit.

Unter dem Carinatenpläner werden die liegenden Schichten des Cenomans durch hellgrauen und graugrünen Ton vertreten; sandige Bildungen fehlen ganz. Mächtige dunkel- und hellrote Tone folgen unter ihnen auf dem Syenit.

12. Bohrloch der Brießnitzer Stahlquelle in Brießnitz bei Dresden. Das Bohrloch wurde von der im Westen

von Dresden an der Elbe gelegenen Gemeinde Brießnitz zum Zwecke der Wassergewinnung niedergebracht. Es befindet sich jetzt in privatem Besitze; das auf ihm aufsteigende, an juveniler Kohlensäure reiche, eisenhaltige Wasser wird als Tafelwasser versendet. Das Bohrprofil ergab:

0	— 6	m	aufgefüllter Boden
6	—24	-	unreifer, lettenartiger Kalkstein
24	—25	-	Nachfall, desgl.
25	—31	-	unreifer Kalkstein (= Pläner)
31	—32	-	Nachfall
32	—34	-	unreifer Kalkstein
34	—36	-	harter Kalkstein
36	—41,50	-	unreifer Kalkstein
41,50	—42,50	-	Letten
42,50	—51,00	-	unreifer Kalkstein mit Lettenadern
51,00	—51,40	-	wasserführende Schwefelkiesschicht
51,40	—52,00	-	grauer Sandstein
52,00	—56,00	-	roter, syenitartiger Stein mit Lettenlagen
56,00	—56,30	-	harter Kalkstein, wasserführend
56,30	—64,00	-	Rotliegendes.

Unter dem Carinatenpläner folgt, beginnend mit der „wasserführenden Schwefelkies-Schicht“, der Carinatenquader als grauer Sandstein, röter „syenitartiger“ Stein mit Lettenlagen, harter Kalkstein, darunter das Rotliegende in 7,70 m Mächtigkeit, das jedoch nicht völlig durchsunken wurde. Es wäre geologisch von Interesse gewesen, festzustellen, ob der Syenit des Meißener Massivs im Untergrunde noch vorhanden ist. —

Die mitgeteilten Bohrprofile, die sich auf ein nicht unbeträchtliches Gebiet der unterirdischen Verbreitung des Cenomans innerhalb der Sektion Dresden verteilen, zeigen, daß über dem älteren Untergrund die Carinatenstufe in ihrer liegenden Stufe in reiner Quaderfacies ausgebildet ist, und zwar als Sandsteine, Tone, verschieden gefärbte Sande, ganz vereinzelt als sehr geringmächtige kalkige Einlagerungen, die nicht selten wohl zusammengespülte Muschelbreccien darstellen. Grobe Konglomerate<sup>1)</sup> oder wenigstens grobklastische Sandsteine fehlen meistens, während sie bei einer transgressiven Bildung wohl zu erwarten wären; ihr Fehlen erklärt sich vielleicht aus der Beschaffenheit der Unterlage, die aus weichen tonigen

<sup>1)</sup> Grobe, überwiegend aus Syenit bestehende marine Konglomerate, mit Sandsteinbänken wechsellagernd, finden sich über dem Syenit des Plauenschen Grundes bei Coschütz im Westen von Dresden; die Gerölle selbst stellen wohl nicht reine Brandungskonglomerate dar, sondern könnten vor ihrer Ablagerung eine fluviale Abrollung erfahren haben.

Schichten des Rotliegenden besteht, in denen gröbere Bestandteile kaum oder selten enthalten waren<sup>1)</sup>).

Durch diese Profile ist zugleich bewiesen, mindestens aber sehr wahrscheinlich gemacht, daß die Plänerfacies nirgends unmittelbar dem Untergrunde aufrucht, sondern durch eine quadrige Unterlage von ihm getrennt wird. —

Der ältere Untergrund ist nach den Bohrprofilen das Rotliegende mit rotgefärbten Sanden und Tonen und der Syenit. Rotliegendes und Syenit sind auf den Höhen im Süden und Westen von Dresden auch oberflächlich das Liegende der transgressiven Kreide.

Es liegt nahe, sich die Frage zu stellen, ob diese unter der cenomanen Kreide liegenden roten Tone und Sande dem Rotliegenden zugerechnet werden müssen, oder ob man in ihnen etwa Verwitterungsprodukte aus jüngerer, aber präcenomaner Zeit sehen kann.

Bekanntlich fehlen in Sachsen zwischen dem Perm wie dem in kleinen Resten, so nördlich von Meißen, erhaltenen Buntsandstein und zwischen der mittleren Kreide alle ihrem Alter nach deutbaren Ablagerungen. Denn von den vereinzelt Fetzen marinen oberen Juras entlang der Lausitzer Überschiebung kann ihrer zweifelhaften tektonischen Stellung wegen abgesehen werden. Jedenfalls kann für den heutigen Nordabhang des Erzgebirges vom Oberkarbon und Rotliegenden bis zur mittleren Kreide eine Festlandszeit angenommen werden<sup>2)</sup>). Es ist deshalb nicht unbegründet, nach Zeugen dieser langen Festlandszeit zu suchen.

Ich neige zunächst der Ansicht zu, daß man es in dem „Rotliegenden“ der erwähnten Tiefhohrungen im Elbtalbecken mit den Resten postpermischer und präcenomaner Verwitter-

---

<sup>1)</sup> Erwähnt werden mag nebenbei, daß im Norden des sächsischen Kreidegebietes, etwa in der Gegend des Eisenbahntunnels von Oberau und nördlicher, auch der Buntsandstein aufgearbeitet sein wird.

<sup>2)</sup> Das Jurameer wird die erzgebirgische (böhmische) Schwelle nicht überschritten haben. Einzelne Gesteine aus dem Jura-vorkommnis von Khaa an der Lausitzer Überschiebung weisen durch ihren Reichtum an Glimmer auf die Nähe eines Festlandes.

Es sei hinzugefügt, daß neben den Juraschollen an der Lausitzer Überschiebung auch andere Hinweise auf das Vorkommen jurasischer Bildungen in der Lausitz vorhanden sind. Im Brongniarti-Quader der Sächsischen Schweiz finden sich nahe der Lausitzer Überschiebung an verschiedenen Stellen fein- und grobkörnige Sandsteine, die neben anderen Bestandteilen Brauneisensteingerölle enthalten. Diese können wohl nur aus einem in der Nähe anstehenden Vorkommnis älteren Juras stammen. Die Gerölle sind meist ziemlich klein, z. T. aber sehr wenig gerundet.



rungsrinden zu tun haben könnte, oder wenigstens mit nach dem Ende der Permzeit mannigfach umgelagertem und mit jüngeren festländischen Bildungen durchsetztem Rotliegenden. Ein zwingender Beweis hierfür läßt sich jedoch nicht erbringen, wenn auch die Möglichkeit einer solchen Deutung besteht. Nach Analogie mit dem echten Rotliegenden im Süden von Dresden, das zu dem großen Bezirk des Döhlener Rotliegendbeckens gehört, hat man es hier eher mit gleichaltrigen Ablagerungen zu tun. —

Zur Gliederung der sächsischen Kreide, vor allem in der Umgebung von Dresden, mag noch folgendes bemerkt werden:

1. Die in der Literatur überall als tiefste Zone des Cenomans erwähnte Crednerienstufe (mit Dikotyledonen) besitzt keine Selbständigkeit. Sie ist eine pflanzenführende Facies des unteren Cenomans und nur lokal entwickelt. Die „Crednerienstufe“ ist nur wegen der Führung von Laubpflanzen von paläontologischem Interesse; in ihrer Bildung und petrographischen Zusammensetzung besitzt sie nichts Bemerkenswerthes. Sie ist deshalb endlich ihres Ranges als einleitender „Stufe“ des Cenomans zu entkleiden<sup>1)</sup>.

Ganz unbegründet ist die ihr von LEPSIUS<sup>2)</sup> gegebene stratigraphische Stellung, der die Crednerienstufe in 1. Grundkonglomerate und grobkörnige Sandsteine und 2. in dünnplattige Sandsteine, kohlige Schiefer, Tone mit Pflanzenresten zerlegt. Darüber soll die Carinatenstufe wieder in 2 Unterstufen zerfallen. Seine ganze, zweifach geteilte Crednerienstufe samt der unteren Carinatenstufe stellen einen einheitlichen Komplex dar.

2. Die Carinatenstufe des Cenomans ist am besten in 2 Unterstufen zu teilen. Die untere ist überall in Quaderfacies (mit untergeordneten mergeligen und tonigen Einlagerungen) entwickelt. Sie fehlt nirgends; gegenteilige Angaben in der Literatur sind unrichtig. Die obere Stufe ist als Pläner ausgebildet, der in Plänersandstein übergehen kann. Diesen Stufen entsprechen die alten Namen Unterquader und Unterpläner.

Im Unterquader wie Unterpläner kommt das namengebende Fossil *Alectryonia carinata* LAM. vor. Aus dem Turon ist es nicht bekannt; es kann deshalb als Zonenfossil gelten. Von für die Carinatenstufe wichtigen Fossilien seien genannt:

<sup>1)</sup> Ähnliche pflanzenführende Bildungen finden sich auch im Kreidegebiet von Regensburg.

<sup>2)</sup> Geologie von Deutschland II, S. 180.

Ammoniten: *Acanthoceras* (*Douvilléceras*) *Mantelli* SOW.; *Schlönbachia varians* SOW.; *Pulchellia Geshiana* D'ORB.; *Placenticeras memoria Schlönbachi* L. u. BR.; *Acanthoceras rhotomagense* DEFR., das im Cenoman so weit verbreitet ist, ist nirgends mit Sicherheit nachgewiesen.

Seeigel: *Cidaris* (*Dorocidaris*) *vesiculosa* GOLDF.; *Cidaris* (*Tylocidaris*) *Strombecki* DES.; *Cidaris Sorigneti* DES.; *Codiopsis Doma* DESM.; *Pyrina Des Moulinsi* D'ARCH.; *Pyrina inflata* D'ORB.

Muscheln: *Inoceramus bohemicus* (= *striatus*) LEONH.; *Pecten* (*Chlamys*) *elongatus* LAM.; *Pecten* (*Chlamys*) *acuminatus* GEIN.; *Pecten* (*Chlamys*) *Galliennei* D'ORB.; *Pecten* (*Chlamys*) *rhotomagensis* D'ORB.; *Pecten asper* LAM.; *Vola* (*Neithea*?) *phaseola* LAM.; *Vola* (*Neithea*?) *aequicostata* LAM.; *Vola* (*Neithea*?) *notabilis* MÜNST.; *Vola digitalis* ROEM.; *Spondylus striatus* SOW.; *Spondylus hystrix* GOLDF.; *Pectunculus obsoletus* GOLDF.; *Radiolites Saxoniae* ROEM.

PETRASCHECK und WANDERER<sup>1)</sup>, dessen Formations-tabelle in den „Tierversteinerungen aus der Kreide Sachsens“ nur ganz geringfügige Differenzen zu meiner Auffassung über die Gliederung der sächsischen Kreide zeigt, bezeichnen den — über die Crednerienschiefer gestellten — Unterquader auch als Stufe mit *Pecten asper* und *Vola aequicostata*, den Unterpläner als Stufe mit *Actinocamax plenus* und *Cidaris Sorigneti*. Die Bezeichnung der Stufen nach Fossilien ist der alten, auf den petrographischen Charakter gegründeten sicher vorzuziehen. Aber welche sind als geeignet auszuwählen? Drei dieser von PETRASCHECK und WANDERER angeführten Zonenfossilien sind, soviel festzustellen ist, auf das Cenoman des sächsischen Kreidegebietes beschränkt. Wie sie sich allerdings auf die Unterzonen verteilen, ist mir ungenügend bekannt. *Actinocamax plenus* BLAINV. dagegen, der nicht sehr häufig und meist zu schlecht zu einer sicheren Bestimmung und in Bruchstücken erhalten ist, findet sich bis ins obere Turon, was für ein Zonenfossil wohl eine zu große vertikale Verbreitung bedeutet. Doch mag die Benennung der Unterstufen nach beiden Autoren vorläufig beibehalten werden; nur *Actinocamax plenus* BL.

<sup>1)</sup> K. WANDERER: Die wichtigsten Tierversteinerungen aus der Kreide des Königreiches Sachsen. Jena 1909.

müßte in Wegfall kommen. Besser wäre es wohl, die auch in den übrigen Kreidegebieten auftretenden Ammoniten einzusetzen; jedoch sind die Untersuchungen über ihre Verteilung vorläufig noch ungenügend. Die von SCHLÜTER für Nordwest-Deutschland auf Grund der Ammoniten durchgeführte Einteilung (über der Asper- die Varians- und Rhotomagensiszone) wird sich kaum einhalten lassen, vorausgesetzt, daß sie überhaupt begründet ist. —

Nicht einwandfrei ist die von KAYSER (Formationskunde, 5. Aufl.) für das Cenoman angegebene Gliederung:

1. Crednerienzone (nur örtlich<sup>1</sup>).
2. Zone der *Ostrea carinata* (Unterquader mit *O. hippopodium* und *Inoceramus bohemicus*, z. T. ersetzt durch Pläner).
3. Zone des *Actinocamax plenus*: Carinatenpläner und -plänersandstein.

Wie schon erwähnt, besitzt die Crednerien-„Zone“ nicht den Wert einer solchen. Der Name „Carinaten-Zone“ ist im sächsischen Kreidegebiet bis jetzt immer für die Schichtenfolge von den transgressiven Bildungen des Cenomanmeeres an (oder über der vermeintlichen Crednerienzone) bis zur unterturonen Labiatusstufe gebraucht worden. Es empfiehlt sich, dies beizubehalten und nicht den Namen Carinatenstufe auf eine Unterstufe des Cenomans zu beschränken. Eine über der Carinatenstufe im Sinne KAYSERS liegende „Plenus-Zone“ auszuschneiden, die dieser wie den höheren Stufen des Turons gleichwertig gegenübersteht, verbietet sich durch die gleichartige, nur wegen der Facies etwas abweichende Fauna im unteren und oberen Cenoman, die von der des Turons nicht unwesentlich absticht.

3. Das Turon ist immer noch am besten nach der alten, auf Inoceramen wurzelnden Horizontierung zu gliedern.

Das Unterturon entspricht der Stufe mit *Inoceramus labiatus* SCHLOTH. Über ihre Abgrenzung haben kaum Zweifel bestanden. In der Umgebung von Dresden ist sie in Plänerfacies und einer Übergangsfacies zum Labiatusquader entwickelt. Das Unterturon ist nicht sehr fossilreich, *Inoceramus labiatus* nirgends sehr häufig. An Ammoniten finden sich in ihm:

---

<sup>1</sup>) Auch SCUPIN (Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna; Paläontogr. Suppl.-Bd. 6) erwähnt eine besondere Crednerien-Zone.

*Puzosia (Desmoceras) montis albi* L. u. BR.

*Pachydiscus peramplus* MANT. (nicht auf das Unterturon beschränkt).

*Mammites* cf. *crassitesta* STOL.

*Mammites michelobensis* LAUBE u. BRUDER, der häufigste Ammonit des Labiatus-Pläners, irrtümlich meist als *Ammonites Woolgari* MANT. angeführt.

*Mammites Footeanus* STOL.

*Mammites binicostatus* PETRASCH.

*Mammites nodosoides* SCHLOTH.

*Acanthoceras Schlüterianum* L. u. BR.

*Acanthoceras Fleuriausianum* D'ORB.; die beiden letztgenannten ebenfalls öfter als *Ammonites Woolgari* MANT. angeführt.

*Acanthoceras* cf. *Woolgari* MANT.; ob der echte *Woolgari* in Sachsen im Unterturon vorkommt, ist zweifelhaft.

*Acanthoceras* cf. *Choffati* KOSSM.

*Schlönbachia gracillima* KOSSM.

*Prionotropis Carolinus* D'ORB. (? wohl erst in der Brongniartizone).

Dazu noch:

*Nautilus sublaevigatus* D'ORB.; sehr häufig und vielfach flachgedrückt.

Das Oberturon<sup>1)</sup> beginnt mit der Stufe des *Inoceramus Brongniarti* SOW., dem Haupt- oder Oberpläner und -quader.

Die Stufe des *Inoceramus Brongniarti* ist in der Umgebung von Dresden recht gleichmäßig als Tonmergel mit eingelagerten Kalkbänken ausgebildet und folgt konkordant über dem Labiatus-Turon. Die Auflagerung ist westlich des Dorfes Gostritz schön aufgeschlossen.

Bezüglich des Namens dieser Stufe wären einige Bemerkungen einzuschalten. Nach WOODS und J. BÖHMS übereinstimmenden Untersuchungen entspricht *Inoceramus Brongniarti* auct. dem *Inoceramus Lamarcki* PARK.<sup>2)</sup> Es wäre demnach die in Deutschland alteingebürgerte Benennung „*Brongniarti*-Zone“ abzuändern in „*Lamarcki*-Zone“, wie JOHANNES BÖHM auch vorschlägt. Es fragt sich aber, ob man aus historischen und zugleich praktischen Gründen nicht die überall

<sup>1)</sup> Ich zerlege das Turon in Unter- und Oberturon, nicht in Unter-, Mittel- und Oberturon, wie das meist für das sächsische Kreidegebiet geschieht. Zum ersteren zähle ich dann nur die Labiatusstufe.

<sup>2)</sup> J. BÖHM: Z. d. D. G. G. 1912, S. 399 (Mon.-Ber.); auch HENNIG: ebenda 1912, Nr. 11, S. 522.

gangbaren und in ihrer Bedeutung bekannten Zonennamen für die Stratigraphie beibehalten soll. Neue Bezeichnungen bürgern sich zwar im allgemeinen schnell ein, da jeder möglichst modern sein will, aber wer bürgt schließlich dafür, daß nicht von paläontologischer Seite nach einer gewissen Zeit wieder andre Identifizierungen vorgenommen werden? <sup>1)</sup> — Dazu käme die von J. BÖHM befürwortete Annahme der *Inoceramen*-Untergattung *Volviceramus* STOL. Die Zone müßte sonach nun als die des „*Volviceramus Lamarcki*“ bezeichnet werden. —

In der südlichen Umgebung von Dresden sind die liegenden Schichten der Brongniartstufe z. B. bei Gostritz und Räcknitz aufgeschlossen. Nach ihrer Lagerung unmittelbar über der Labiatusstufe und nach ihrem faunistischen Inhalte können sie wohl als tiefere Brongniartschichten — als „Räcknitzer Schichten“, um einen Lokalnamen zu gebrauchen — gegenüber den hangenden mit dem Strehlemer Kalk — als der „Strehlemer Schichten“ — abgeteilt werden. Der bekannte fossilreiche Strehlemer Kalk, der jetzt nicht mehr zugänglich ist, stellt nur eine Einlagerung von recht geringer Mächtigkeit in der tonigen Folge der Brongniartstufe dar. Nur die ersteren würden dann etwa nach der in Norddeutschland geltenden Gliederung der Brongniarti-, die letzteren aber schon der Scaphitenstufe entsprechen. Wegen des Mangels an geeigneten Aufschlüssen und wegen des petrographisch recht gleichartigen Charakters dieser beiden bei Dresden ist jedoch eine Grenze zwischen ihnen ganz unmöglich genauer zu ziehen, geschweige denn auf der geologischen Karte auszuscheiden. Es empfiehlt sich deshalb, den ganzen Komplex als Brongniartstufe zu bezeichnen, von der Abtrennung einer Scaphitenstufe aber abzusehen. Durch die Fossilführung wird eine Abtrennung auch keineswegs gefordert, wenn auch gewisse faunistische Unterschiede vorhanden sind.

*Inoceramus Brongniarti* SOW. = *Lamarcki* PARK. kommt, wie in Nordwest-Deutschland, in dem ganzen Komplex der so gefaßten Brongniartstufe vor. Er findet sich auch im Kreidegebiet der Sächsischen Schweiz überall nicht selten und in gut bestimmbar Exemplaren. Er ist jedoch außerhalb des durch ihm gekennzeichneten Komplexes nicht bekannt geworden.

In den tonig-mergeligen Schichten der Brongniartstufe unterhalb des Strehlemer Kalkes ist dank den Bemühungen von K. WANDERER eine wegen ihres Erhaltungszustandes bis jetzt wenig beachtete Fauna gesammelt worden, wie sie in

<sup>1)</sup> Dazu: H. ANDERT, *Inoceramus inconstans* WOODS und verwandte Arten. Centralbl. f. M. 1913, S. 278.

dieser Reichhaltigkeit bisher nur noch aus dem Strehlemer Pläner bekannt war. Sie wird durch K. WANDERER bearbeitet werden, dessen Ergebnisse hoffentlich nicht mehr lange auf sich warten lassen. Er war so freundlich, mir für die zweite Auflage des Textes der Sektion Dresden eine umfangreiche Fossilliste zur Verfügung zu stellen, auf die ich hier verweisen muß. Nur die Cephalopoden der Brongniartstufe mögen erwähnt werden: *Nautilus sublaevigatus* D'ORB.; *Baculites baculoides* D'ORB.; *Helicoceras* cf. *ellipticum* MANT.; *Pachydiscus peramplus* MANT.; *Acanthoceras Woolgari* MANT.; *Acanthoceras Schlüterianum* L. u. BR.; *Acanthoceras Fleurianusianum* D'ORB.; *Acanthoceras* sp.; *Prionotropis Carolinus* D'ORB.; *Scaphites Geinitzi* D'ORB.; *Scaphites* sp. Aus dem Strehlemer Kalk ist noch eine Reihe anderer Formen bekannt (z. B. *Heteroceras Reussianum*).

Zur Brongniartstufe gehören auch die sogenannten „Schichten an der Teplitzer Straße“ in Dresden-Strehlen<sup>1)</sup>. Ihr Alter war von PETRASCHECK auf Grund einzelner mangelhaft erhaltener und einwandfrei nicht zu bestimmender Formen als oberstes Turon bezeichnet worden, entsprechend der Stufe des *Inoceramus Cuvieri* SOW. An allen späteren Aufschlüssen in der Nähe der Teplitzer Straße konnte von WANDERER zunächst festgestellt werden, daß die von PETRASCHECK auf Grund der Aussage des Fossilsammlers angegebene Reihenfolge der Schichten nicht richtig ist; es bildet vielmehr die „obere graue Mergelschicht“ das Liegende, die „untere Schicht bräunlicher Mergel“ das Hangende, dabei stellen wohl die „bräunlichen“ Mergel nur die angewitterten grauen dar. Die inzwischen bekannt gewordene reichere Fauna, in der sich z. B. *Inoceramus „Brongniarti“* SOW.; *Spondylus spinosus* SOW.; *Pachydiscus peramplus* MANT.; *Prionotropis Carolinus* D'ORB. finden, zeigt außerdem, daß das Alter der „Schichten der Teplitzer Straße“ nicht jünger als das des Strehlemer Kalkes sein kann. Auf den gleichen Schluß weisen die Lagerungsverhältnisse hin, die bei der Annahme, daß die „Schichten der Teplitzer Straße“ jünger als der Strehlemer Kalk wären, tektonische Störungen erfordern würden, von denen nichts nachzuweisen ist.

Die auf der geologischen Übersichtskarte von Sachsen im Maßstab 1:250 000 im Südosten von Dresden bei Strehlen und Leubnitz als  $t_3$  angegebenen „Scaphitentone und Cuvieri-

<sup>1)</sup> PETRASCHECK: Abh. Isis, Dresden 1904, S. 3. — WANDERER: Sitz.-Ber. Isis, 1906, S. 18; Abh. 1909, S. 114.

mergel“ gehören sämtlich der Brongniartstufe in der oben angegebenen weiten Fassung an. Echte Cuvieri-Schichten („*Schlönbachi*“-Schichten) sind in der Umgebung von Dresden nicht mehr vorhanden, wenn sie auch höchstwahrscheinlich im Elbtalbecken in weiter Verbreitung zur Ablagerung gekommen sind.

### 3. Zur Stratigraphie des Mesozoicums in Persien.

Von Herrn ERNST FISCHER.

Halle a. d. S., den 18. Oktober 1913.

Das Vorkommen von Gesteinen mesozoischen Alters in Persien ist schon ziemlich lange bekannt<sup>1)</sup>. Genauere Angaben, speziell auch über den Fossilinhalt der betreffenden Schichten, und damit zuverlässige Mittel zur Bestimmung der Horizonte wurden erst später und spärlicher vermittelt<sup>2)</sup>. Die wesentlichsten Beiträge hierzu lieferten die Reisen A. F. STAHL<sup>3)</sup> und J. DE MORGANS<sup>4)</sup>. Beide hatten zum Teil gleichzeitig und einige Male auch dieselben Gebiete und selbst Lokalitäten berührend, meist jedoch in verschiedenen Gegenden gereist und gesammelt, und ihre Ergebnisse konnten sich so in wertvoller Weise ergänzen. STAHLs Aufsammlungen wurden rascher in vorläufigen Bestimmungen, J. DE MORGANS gründlicher, von H. DOUVILLÉ bearbeitet, in seinem großen Reisewerke veröffentlicht.

<sup>1)</sup> GREWINGK: Die geognostischen und orographischen Verhältnisse des nördlichen Persiens. St. Petersburg 1853. — W. LOFTUS: On the geology of portions of the Turco-Persian frontier. Quarterly Journal of the Geol. Soc. Vol. XI, London 1855.

<sup>2)</sup> z. B. WEITHOFER: Über Jura und Kreide im nordwestlichen Persien. Sitzungsber. d. k. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, Math.-nat. Kl. Bd. 98, Abt. I, Dez. 1889. — G. v. D. BORNE: Der Jura am Ostufer des Urmiasees. Diss. Halle 1891. — SCHENK: Die von E. TIETZE in der Alburskette gesammelten fossilen Pflanzen. Bibliotheca botanica, Cassel 1887, Heft 6.

<sup>3)</sup> A. F. STAHL: Zur Geologie von Persien. PET. Mitt. 1897, Ergänzungsheft 122. — Ders.: Geologische Beobachtungen in Zentral- und Nordwestpersien. PET. Mitt. 1907, Heft 8. — Ders.: Geologische Beobachtungen im nordwestlichen Persien. PET. Mitt. 1909, Heft 1. — Ders.: Persien, Handbuch der regionalen Geologie, Bd. V, 6. Heidelberg, 1911.

<sup>4)</sup> J. DE MORGAN: Mission scientifique en Perse, tome III. Études géologiques Partie I—IV, 1904. — Ders.: Note sur la géologie de Perse. Bull. soc. géol. France 1905.

H. DOUVILLÉ: Résumé des explorations de M. DE MORGAN (1889—1903).

	Nordpersien	Zentralpersien (Soh)	Luristan und Baktyaris
sup.			Couches à Cérites avec <i>Loftusia Morgani</i> , <i>Omphalocyclus macropora</i> , <i>Terebratulina gracilis</i> , <i>Ornithaster</i>
Maestrichtien			
inf.			Couches à <i>Loftusia persica</i> , <i>Hippurites cornu copiae</i> , <i>Lapevrousa</i> , <i>Polyptychus Morgan</i>
Camp.			Couches à Échinides avec <i>Sphenodiscus acutodorsatus</i> , <i>Turrillites polylocus</i> , <i>Hemipneustes</i> , <i>Iranaster</i>
Santon			Partie sup. des couches à Rudistes
Turonien			Couches à Rudistes avec <i>Praeradiolites ponsanus</i> , <i>P. Trigeri</i> , <i>Radiolites Peroni</i> , <i>Biradiolites loubrecalis</i>
Cénomane			Couches à <i>Acanthoceras (Mantelli, laticlavium)</i> , <i>Gentoni</i> , <i>rothomagensis</i> avec <i>Pseudananchys</i> , <i>Hypsaster</i> etc.



Vracon.	Calcaires à Orbitolines avec <i>Praeradiolites Davidsoni</i>	Couches à <i>Parahoplites Melchioris</i>	Partie inférieure des couches à Ammonites avec <i>Puzosia Dentsoni</i> , <i>Turrillites Bergeri</i>
Albien			
Aptien			Marnocalcaires à <i>Acanthoceras Cornuelli</i>
Jurassique sup.	Calcaires lithographiques à <i>Perisphinctes</i>		
Oxfordien	Calcaire à <i>Ochetoceras cancellatum</i>		
Callovien Bathonien?	Calcaire à <i>Perisphinctes curvica</i>		
Bajocien	Couches à <i>Lioceras Marchisonae</i>		
Lias	Couches à <i>Grammoc. fallaciosum</i> Couches à <i>Grammoceras normantianum</i> Couches à végétaux		

	Norden	Zentrum (Soh)	Westen Luristan und Baktyarien
oberes Maestrichtien			Cerithienschichten mit <i>Lofusia Morgan</i> , <i>Omphalocyclus macropora</i> , <i>Terebratulina gracilis</i> , <i>Ornithaster</i>
unteres			Schichten mit <i>Lofusia persica</i> , <i>Ilippurites cornu copiae</i> , <i>Lapeirousia</i> , <i>Polyptychus Morgani</i>
Campanien	Schichten mit <i>Exogyra decussata</i> , <i>Janira striatocostata</i> , <i>Inoceramus Cripsi</i> , <i>Gryphaea vesicularis</i>	Schichten mit <i>Exogyra Matheroniana</i> , <i>Exogyra lacinata</i>	Schichten mit Seeigeln, <i>Sphenodiscus acutodorsatus</i> , <i>Turritites polyplocus</i> , <i>Hemipneustes</i> , <i>Transtaster</i>
Santonien		Schichten mit <i>Pycnodonta proboscidea</i>	Oberer Teil der Rudistenschichten
Turon		Rudistenschichten, z. T. rötlich gefärbt, mit <i>Nerinea</i> <i>Mytilus anarekensis</i>	Rudistenschichten mit <i>Praeradiolites ponisianus</i> , <i>P. Trigeri</i> , <i>Radiolites Peroni</i> , <i>Biradiolites lombricalis</i>

Cenoman		Schichten mit <i>Hemistaster</i> , <i>Acanthoceras rothomagensis</i> , <i>Cochloporus domus</i>	Schichten mit <i>Acanthoceras Mantelli</i> , <i>laticlavum</i> , <i>Gentoni</i> , <i>rothomagensis</i> , <i>Pseudanachys</i> , <i>Hypsaster</i>
Vraconnien	Orbitolinen Kalk mit <i>Præradialites Davidsoni</i>		Unterer Teil der Ammonitenschichten mit <i>Turritites Bergeri</i> , <i>Puzosia Denisoni</i>
Albien		Schichten mit <i>Mortoniceras</i> Gr. d. <i>inflatum</i> . Schichten mit <i>Parahoplites Melchioris</i>	Kieselkalk mit <i>Holaster subconicus</i> , <i>Hypsaster Douvillei</i> , <i>Discoidea Morgani</i> <sup>6)</sup>
Aptien	Urgon mit <i>Requienia ammonia</i>	Urgon mit <i>Requienia</i>	Mergelkalk mit <i>Acanthoceras Cornuelli</i>
Barrémien			
Hauterivien	Schichten mit <i>Acanthodiscus</i> cf. <i>Vaceki</i> , <i>Hoplites</i> cf. <i>Rüttimayeri</i>		

<sup>6)</sup> J. DE MORGAN: Bull. soc. géol. France 1905.

	Norden	Zentrum (Soh)	Westen Luristan u. Baktyarien
oberer			
	<i>Acanthius</i> -Zone	Mächtige helle Kalke mit <i>Sinoceras</i> aff. <i>venetianum</i>	
	Sutnerienzone	Helle Kalkbänke mit <i>Sutneria</i> spec.	
Malm			
	<i>Bimammatus</i> -Zone	Helle Kalkbänke mit <i>Ochetoceras canaliculatum</i> , <i>Opelia flexuosa</i> , <i>Perisphinctes Mojossensis</i> . Schwammfazies mit <i>Rhynchonella lacunosa</i>	
	<i>Transversarius</i> -Zone	Dunkle Mergelkalke mit <i>Per. rhodanicus</i> , <i>Per. obliquiplicatus</i>	
ger			
	Callovien	Dunkle zähe Steinmergel mit <i>Hecticoceras lunuloides</i> , <i>Reineckia</i> cf. <i>anceps</i> , <i>Cosmoceras</i> sp., <i>Perisphinctes rjasanensis</i> , <i>Perisphinctes</i> cf. <i>Sciutoi</i> , <i>Macrocephalites</i> sp.	

Dog-	Lias	Soverbyi-Zone	Dunkle sandigtonige Schichten mit <i>Pseudotrachezium</i> aff. <i>francoicum</i>	z. T. petrographisch gleichartig vorhanden, z. B. im Südosten (Kerman) z. T. fehlend, z. B. bei Soh	
		Murchisonae-Zone	<i>Ludwigia Murchisoni</i>		
		Opalinus-Zone	<i>Ludwigia Sinon</i> <i>Ludwigia opalina</i>		
		oberer	Dunkle sandigtonige Schichten mit Pflanzenresten, z. T. Kohleflözchen <i>Grammoceras mactra</i> <i>Grammoceras fallaciosum</i> <i>Grammoceras costula</i> <i>Grammoceras aalense</i>	? <i>Arietites bisulcatus</i> ? bei Hamadan	
		mittlerer	Schichten mit Pflanzenresten, z. T. Kohleflözchen <i>Grammoceras normannianum</i>		
		unterer	Schichten mit Pflanzenresten und Kohleflözchen		
		Rhät Keuper	Schichten mit Pflanzenresten und Kohleflözchen		
		Mk.	Muschelkalk kontinentaler Fazies bei Teheran <sup>1)</sup>		

<sup>1)</sup> Bericht über die Expedition O. NIEDERMAYERS in Persien. Zeitschr. der Münchener Geogr. Gesellschaft 1913.

In der gleichzeitig im Bulletin de la soc. géol. de France erscheinenden, ziemlich ausführlichen Zusammenfassung der geologischen Ergebnisse<sup>1)</sup> gibt H. DOUVILLÉ die folgende Übersicht der bis dahin gewonnenen Kenntnis über das Vorhandensein und die Verbreitung mesozoischer Horizonte in Persien.

(Vergleiche Tabelle S. 40/41.)

Über diese Resultate ist auch A. F. STAHL in dem von ihm verfaßten Hefte „Persien“ im Handbuch der regionalen Geologie (Heidelberg 1911) auf Grund der vorläufigen Bestimmung seiner Sammlungen nur in einzelnen Punkten hinausgekommen. Die von mir vorgenommene genauere Bearbeitung dieses wertvollen Materials, das sich zum größten Teile in den Sammlungen des Museums für Naturkunde in Berlin befindet, und für dessen gütige Überlassung ich Herrn Geh. Bergrat Professor Dr. BRANCA zum größten Danke verpflichtet bin, erlaubt mir nun, diese Tabelle mehrfach zu erweitern. Die eingehendere paläontologische Bearbeitung nebst anschließenden Vergleichen, Tabellen und allgemeineren Resultaten wird später an geeigneter Stelle erscheinen.

Auf Grund meiner Ergebnisse und unter Berücksichtigung weiterer Literaturangaben wäre die vorstehende Gliederung in folgender Weise zu ergänzen.

(Vergleiche Tabelle S. 42/43 und S. 44/45.)

#### 4. Weitere Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns.

##### 2. Zusammensetzung und Bau im Umkreis und Untergrund des Murnauer Moores<sup>2)</sup>.

Von Herrn F. FELIX HAHN.

(Mit 2 Textfiguren.)

Stuttgart, den 10. Oktober 1913.

Von den quer zum Hauptstreichen gerichteten Durchbrechungen, welche die helveto-lepontinische Zone am nord-

<sup>1)</sup> H. DOUVILLÉ: Les explorations géologiques de M. DE MORGAN en Perse. Bull. soc. géol. France 1904.

<sup>2)</sup> Ersten Bericht siehe diese Zeitschrift, Bd. 64, 1912, Monatsbericht Nr. 11, S. 528—536.

alpinen Saume zwischen Iller und Salzach erfährt, sind einige dadurch ausgezeichnet, daß zu beiden Seiten gewisse Änderungen in der Zusammensetzung oder dem Gefüge, recht häufig auch tangentielle Verschiebungen zu bemerken sind. Nachdem aber in der Regel verbindende Schollenstreifen durch die ausräumende Tätigkeit des Wassers und Eises nahezu völlig entfernt oder doch von einem undurchsichtigen Schotter- und Moränenmantel überkleidet sind, war es bisher nicht möglich, den zu jenen interessanten baulichen Änderungen führenden Faktoren ins einzelne nachzuspüren.

Die Unterbrechung unserer Zone südlich Murnaus zeigt die angedeuteten Unstimmigkeiten in hohem Maße: helvetische Kreide bricht in den Hügeln von Achrain und Grub scheinbar zum ersten Male wieder seit dem Verschwinden des Grüntenzugs in der Pfrontner Gegend hervor; gegenüber einer Ausstrichbreite des Flysches von  $7\frac{1}{2}$  km im Aufacker-Hörnlezug westlich des Murnauer Moores ist östlich der Loisach dieselbe bei Schwaiganger auf  $3\frac{1}{2}$  km verkürzt; und endlich treffen wir die Fortsetzung der südlichen Grenze der Flyschzone westlich der Loisach (Oberammergau—Große Laine—Ammerthalgraben) östlich des Flusses in Linie Ohlstätter Wetzsteinlaine—Untere Großweiler Hütte—Schlehdorfer Schußgraben um 4—5 km nach Norden verrückt.

Nachdem ich anläßlich meiner hoffentlich in Bälde abzuschließenden Spezialaufnahme in der Aufacker-Hörnlegruppe mir einen Überblick über den fast großzügig zu nennenden Eigenbau des Flysches dortselbst verschafft hatte, und verschiedene Begehungen in den zwischen Loisach und Isar gelegenen Bergen die Möglichkeit eines Vergleichs mit den in meiner ersten Mitteilung berührten Verhältnissen im Mangfallgebiete darboten, war es in diesem Sommer eine reizvolle Aufgabe, die neugewonnenen Erfahrungen zu einer Untersuchung über die Zusammensetzung der Flyschzone und die vor sich gegangenen tektonischen Bewegungen an der Loisachlücke zu verwerten.

Bezüglich der noch erhaltenen Verbindungsglieder der Züge beiderseits der breiten Moorverebnung finden wir bei GÜMBEL nur einige wenige, noch dazu sich einigermaßen widersprechende Angaben. In dessen „Geognostischer Beschreibung des bayerischen Alpengebirges“ von 1861 sind zwar S. 567 *Ostrea canaliculata* SOW. vom Moosberg und *Inoceramus concentricus* PARK. vom „Murnauer Köchel“ als Gaultfossilien aufgeführt, und S. 549 wird ebendahin der „dichte, aphanitische Galtgrünsandstein, der mitten aus dem Flyschgebiet am Weg-

hauser Köchel aufragt“, gestellt; aber S. 632 heißt es: „Dickbankiger Flyschsandstein, im Steinbühel sogar Konglomerat mit erbsengroßen Quarzkörnern (als Mühlstein benutzt) setzen die Hauptmasse dieser langgezogenen Felsriffe (Murnauer Köchel) zusammen und werden am Weghaus- und Moosbergköchel neben nicht weniger festem Galtgrünsandstein voll Inoceramen als Trottoirstein für München gebrochen.“ Und auf der GÜMBELschen Karte finden wir gar nur den Moosberg als Gault, alles übrige als Flysch verzeichnet. GÜMBELS „Geologie von Bayern“ von 1894 II weist ebenfalls S. 150 nur ganz allgemein auf das „Hervortreten von, wie es scheint, älterem Grünsandstein (?Galt) in einigen der vielen Köchel“ hin.

Es mußte sich solcher Darstellung entsprechend die Anschauung herausbilden, als ob hier neben ganz geringen Aufbrüchen von helvetischem Gault Flysch, und zwar wiederum Flyschsandstein, herrschend wäre. Ich war deshalb nicht wenig überrascht, statt dessen die Verhältnisse wie folgt anzutreffen:

Aus Flyschsandstein besteht nur der von GÜMBEL erwähnte Steinkögel, und zwar handelt es sich um typischen, hellgrau bis braunen, klotzig bis gut geschichteten Flyschsandstein mittleren Kornes, der lagenweise grobkörniger wird und dann als Reiselsberger Sandstein bezeichnet werden kann. Entsprechend GÜMBELS Angabe mißt man Str. N 75° O, Fallen 50—70° S.

Aus ebenso typischen Gesteinen der Zementmergel- und Kalkserie des Flysches besteht dagegen der Kögel am Weghaus<sup>1)</sup> (P. 658) und der Höhenberg bei der Station Ohlstatt, und zwar ist das Anstehende bei ersterem in einem alten Bruche an der Straße, bei letzterem an der südwestlichen Ecke des Hügels wie neben dem Geleise sehr gut erschlossen. An erstgenannter Stelle mißt man in den dünngeschichteten, graubläulichen, auffallend helminthoidenreichen Mergeln, die mit dickbankigen, bräunlich witternden, sandigkieseligen Kalken wechsellagern, Str. N 75° O und F. 60—70° S, und fast genau das gleiche trifft für den Aufschluß am Ohlstätter Bahnhof zu.

---

<sup>1)</sup> Sowohl dieser am östlichen Rand des Eschenloher Mooses gelegene Hügel wie jene beiden westlich des Ohlstätter Filzes zwischen Ramsach und Rechtach in der Verlängerung des Langen Kögels auftauchenden Erhebungen führen auf der topographischen Karte die gleiche Bezeichnung „Weghaus-Kögl“. Um Irrtümer zu vermeiden, werde ich den erstgenannten (P. 658) als Kögel am Weghaus, die beiden anderen als westlichen und mittleren Weghaus-Kögel bezeichnen.



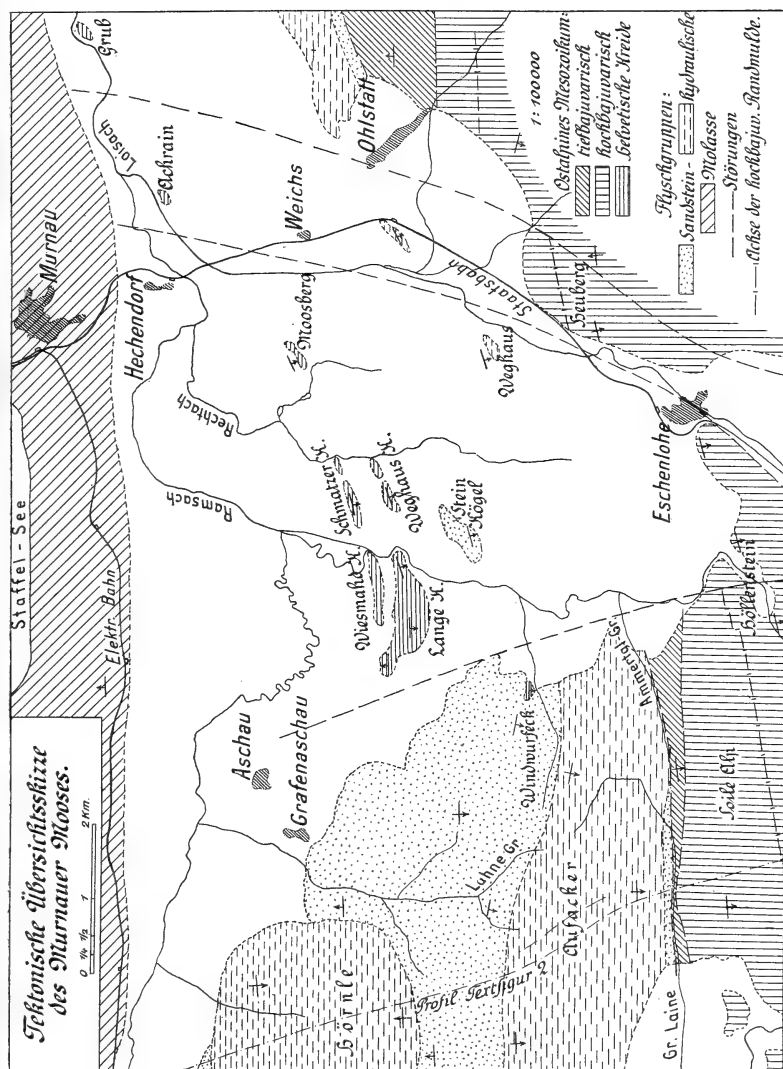


Fig. 1.

Sämtlichen andere Kögel, d. h. Langer Kögel, westlicher und mittlerer Weghaus-Kögel, Wiesmahd-Kögel und westlicher und östlicher Schmatzer Kögel sowie der Moosberg gehören jedoch zur helvetischen Kreide, deren verschiedene Schichtglieder in recht ansehnlicher Mächtigkeit sich erhalten haben.

Wir unterscheiden zunächst einen nördlichen Zug von Gault in dem Wiesmahd-Kögel, den beiden Schmatzer Kögeln und dem Moosberg. Das Gestein hat durchwegs dunkle Farben, schwärzlich bis schwarzgrün, auch bläulichgrau, und weist einen Wechsel von harten, dickbankigen, sandigen Kalcken und dünnbankigen, etwas tonreichen Lagen auf. Glaukonit ist zwar stets vorhanden, aber unregelmäßig verteilt und nur selten vorherrschend. Nur in diesem Falle entsteht bei Wegführung des Kalkgehalts der charakteristische grünlich-braune, mürbe Sandstein, wie er im Neureutgebiet das Albien kennzeichnet. Fossilien fanden sich sowohl auf der Südseite des Wiesmahd- wie am Ostende des Schmatzer Kögels, wo in dem nun fast völlig überwachsenen Abraum des verlassenen Trottoirsteinbruchs kleine Belemniten und Inoceramenreste neben Brachiopodenbruchstücken zu sammeln sind. Nur die klotzigen harten Kalke enthalten übrigens solche Versteinerungen; in den dünngebankten mergeligen Lagen konnte ich lediglich verkohlte Holzteile<sup>1)</sup> bemerken. Das Streichen schwankt von N 70° O im mittleren Teil des Wiesmahd-Kögels zu N 60° O an dessen Ostseite, und dieses letztere hält auch im Schmatzer Kögel und Moosberg an; das Fallen ist stets steil unter 60—80° nach Süd gerichtet, im westlichen Schmatzer Kögel herrscht auch eine Strecke weit fast saigere Stellung.

Während ich in diesem nördlichen Zug von anderen Schichten bisher nichts ausfindig machen konnte, erbaut sich der südliche Zug des Langen Kögels und westlichen und mittleren Weghaus-Kögels aus drei verschiedenen helvetischen Gliedern.

An der Südseite tritt wiederum das kalkigsandige Albien der eben geschilderten Art auf und zwar an einer Stelle des Langen Kögels, da, wo die Ramsach von Süd her gegen den rasch aufsteigenden Hügel andrängt, recht fossilreich. In kurzer Zeit sammelte ich hier eine beträchtliche Anzahl von kleinen Belemniten-Keulen, die wohl auf *minimus* SOW. zu beziehen sind und gut erhaltene *Inoceramus concentricus* LAM.,

<sup>1)</sup> Dieselben erwähnt auch IMKELLER aus dem oberen Gault der Schlierseer Gegend (vgl. E. DACQUÉ, Geol. Aufnahme des Gebietes um den Schliersee, Landesk. Forsch. Geogr. Ges. München, 15, 1912, S. 39).

außerdem Fragmente von Brachiopoden, Ostreen, Pectiniden. Sowohl an diesem Platze wie am Südostende des mittleren Weghaus-Kögels liest man S-fallen  $45^{\circ}$  bei N  $75^{\circ}$  O bzw. N  $65^{\circ}$  O-streichen ab.

Unter dem Albien kommen nördlich am Kamm der Hügelreihe bläuliche, weißlich oder hellbräunlich anwitternde, etwas sandige, schlecht gebankte Kalke hervor, die ihrer Beschaffenheit nach nur mit dem Aptienkalk der Schliersee- und Tegernseegegend verglichen werden können. Wie dort, so zeigt auch hier das Gestein einen geringen, doch in der hangenden Partie stets vorhandenen Glaukonitgehalt, und ist erfüllt von Krinoiden- und Echinoidenfragmenten, die zusammen mit Muscheltrümmern und kleinen Quarzkörnchen auswittern und das Gestein dann sandig erscheinen lassen. Nahe der Mitte des Langen Kögels, im Hang der Nordseite, reichern sich graue, meist scharf umgrenzte Hornsteinbatzen und -lagen an.

Es handelt sich nun eigentlich wiederum um zwei getrennte Züge dieses Kalks, deren einer die Kammlinie der Hügelreihe bezeichnet, während der zweite die auffällige Ausbreitung im nordwestlichen Teil des Langen Kögels („am Bärensteig“) einnimmt und an deren Südrand in einer 5 bis 8 m hohen Wandstufe entblößt ist. Beide Züge scheinen im Verhältnis der Flügel eines Sattels zu stehen, da man sowohl am Kamme des Langen wie in den Weghaus-Kögeln N  $70^{\circ}$ — $65^{\circ}$  O-streichen und  $45^{\circ}$  S-fallen mißt, während an dem Aufschluß des Bärensteigs N  $80^{\circ}$  W-streichen und 45 bis  $50^{\circ}$  N-fallen sich einstellt.

Am Langen Kögel kommen zwischen diesen beiden Kalkzügen — somit in der antiklinalen Achsenzone — schwärzlichbraune, schiefrige Mergel und geaderte Mergelkalke hervor, und zwar sind sie sowohl nordwestlich P. 751 in der gegen Westen herabführenden Grabensohle (hier mit N-fallen  $30^{\circ}$ ) wie im östlichen Teil des Kögels nördlich des westlichen der beiden Kammensenken recht gut erschlossen; zwischen diesen beiden Stellen ist zwar ein kräftiger Schuttbelag vorhanden, aber der dunkle lehmige Boden läßt doch auf das ungestörte Durchstreichen der Mergel schließen.

Ist es mir bisher auch nicht gelungen, in den bläulichen, das Albien unterlagernden Kalken oder in den zuletzt geschilderten Mergeln bestimmbare Versteinerungen zu finden, so scheint mir doch hinsichtlich der erstgenannten auf Grund ihrer Lagerung und des Gesteinscharakters nur die obenversuchte Deutung möglich zu sein. Viel schwieriger dürfte sich vorerst die Einreihung der liegenden Mergel gestalten,

deren Übereinstimmung mit den Orbitulinenschiefen IMKELLERS<sup>1)</sup> allerdings vielleicht zu vermuten wäre. Hoffentlich werden weitere Nachforschungen schlüssige Befunde ergeben.

Die Bedeutung der bisher erreichbaren Ergebnisse liegt schon einmal in dem Nachweis älterer helvetischer Kreide in dieser Gegend. Zwischen dem nordwestlich Füßens in die Tiefe tauchenden Grüntenzug und der am Tegernsee ebenso unvermutet sich wieder emporwölbenden helvetischen Serie waren ja bis heute nur die beschränkten Aufschlüsse von Gault bei Achrain und Grub (hier von Seewenschichten begleitet) bekannt. Für den ins einzelne gehenden stratigraphischen Vergleich der helvetischen Kreide des Grüntenzugs und des Tegernseergebiets ist nun das verbindende Zwischenstück gegeben.

Zum ändern läßt dies neue helvetische Vorkommen in seinem Verhältnis zur inneren Struktur des Flysches manch wichtige Schlüsse zu.

Betrachten wir darum kurz den Eigenbau des die Loisachlücke umgebenden Flysches, so fällt zunächst auf, daß nur im westlichen Teil der Hörnle-Aufackergruppe das „Normalprofil der südbayrischen Flyschzone“ vorhanden ist, wie ich es in meiner ersten Mitteilung von dem Höhenzug östlich Schliersees ableiten konnte, und wie es vor allem zwischen Kochelsee und Isar so überaus klar vor Augen tritt. Wir finden in dem Gipfelgebiet der Hörnle und des Reißberges einerseits, in jenem der Aufacker andererseits die bekannten zwei Züge der hydraulischen Serie (Zementmergel und Kieselkalke), die ich bereits in meiner ersten Mitteilung als Muldenzüge gedeutet habe. Zwischen diesen Mulden und an deren abgewandten Seiten tritt dagegen die viel gesteinsbuntere<sup>2)</sup> Sandsteingruppe auf, und zwar in einem wechselnd mächtig sich entfaltendem Mittelzug (dem Axialzug der ganzen südbayrischen Flyschzone) und in den zwei fast stets dürftigen Randzügen, die sowohl an der kalkalpinen

<sup>1)</sup> Leider fehlen dort die so wichtigen Mächtigkeitsangaben für die einzelnen helvetischen Glieder. Wäre die angedeutete Gleichstellung richtig, so dürfte unser Kalk nur mit dem Kalk des oberen Aptien (der *Alectryonia rectangularis*) IMKELLERS verglichen werden. Dagegen scheint mir die recht bedeutende Mächtigkeit des Kalks in den Kögeln (sicher über 50 m) wie die Beobachtung zu sprechen, daß auch hier schon Hornstein sich anreichern kann, während dies nach IMKELLER erst im tieferen, die Mergel unterlagernden Kalk der Fall sein soll.

<sup>2)</sup> Darunter gleichfalls oft sehr mächtige Kieselkalke, die bisher häufig zu Verwechslungen mit der hydraulischen Gruppe Veranlassung gaben.

wie an der Molassegrenze wohl infolge tektonischer Einwirkung örtlich ganz aussetzen können.

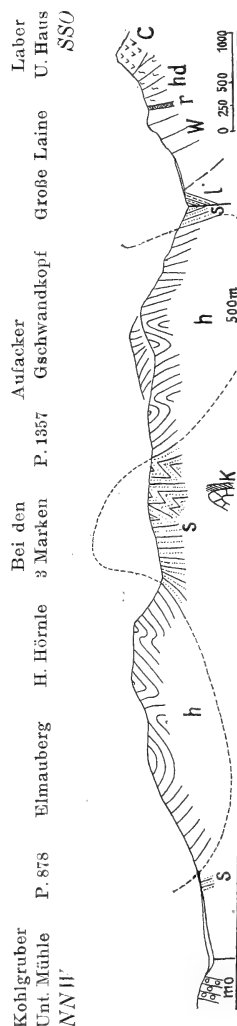


Fig. 2.

Profil durch die Flyschzone westlich des Murnauer Moores.

Molasse (mo). Flysch: Sandsteingruppe (s), hydraulische Gruppe (h). Helvetische Kreide (nach dem Anschluß am Windwurfeck einprojiziert) (k). Ostalpine Masse: tiefbajavarische Zone mit Liasmergeln (l), hochbajavarische Zone mit Wettersteinkalk (w), Raibler Schichten (r), Hauptdolomit (hd), Zenoman (z). Maßstab 1:75000.

In unserer Gegend ist der nördliche Grenzzug der Sandsteingruppe eben noch in kümmerlichen Resten am Nordfuß des Hörnles nahe Großenast in Gestalt mürber, stark verwitterter Sandsteine und schwärzlicher Plattenkalke mit grünlichen und schwarzen Lettenzwischenlagen nahe P. 878 kenntlich.

Der südliche Grenzzug hat sich an der Großen Laine im Kontakt zur austroalpinen Masse als weicher, grauer, glimmerarmer Häckselsandstein, harter, grünlich und bläulich-schwarzer, sandiger Plattenkalk und schwarzer und roter Letten weit besser erhalten können; im östlichen Teil freilich, gegen den Ammertalgraben<sup>1)</sup>, ist er nur mehr in Spuren nahe P. 1186 nachweisbar.

Der axiale Zug weist gerade in unserer Berggruppe ein charakteristisches und, wie ich glaube, auch theoretisch wichtiges Merkmal auf. Während er in der westlichen Hälfte zwischen den relativ bedeutenderen Höhen der Hörnie- und Aufackerkämme eingeschlossen, auf eine Ausstrichbreite von wenig über 1 km beschränkt bleibt, schiebt sich am Ostfuß des Hörnles, „am oberen Eselsrücken“, die Sandsteinszone immer weiter nach Nord vor, und nimmt schließlich in dem tiefen Einriß des Rehbrein- und Aschauer Lahnegrabens die gesamte Breite zwischen südlichem Muldenzug und Fuchsloch bei Grafenaschau, d. h.  $2\frac{3}{4}$  km, ein. Wenn nun auch kleinere, nordsüdlich gerichtete Störungen dabei im Spiele sein mögen, wie dies am unteren Gaiseck kartographisch festzulegen ist, so darf doch diese auffällige Abweichung vom Normalbau des südbayrischen Flysches nicht auf Rechnung von Verwerfungen allein gesetzt werden, denn die Südgrenze der Axialzone streicht vollkommen ungebrochen vom Grünbichl über P. 1184, P. 1357, 200 m südlich P. 1379 gegen den hinteren Braunauhof durch, und weder innerhalb des südlichen Teils der Axialzone noch innerhalb des südlichen hydraulischen Zugs ist im Streichen eine entsprechende Störung bemerkbar.

Es scheint mir die naheliegendste Erklärung dahin zu gehen, für das Verschwinden des nördlichen hydraulischen Zugs bei zunehmender Erniedrigung des Geländes eben die Muldenlage der hydraulischen Gruppe verantwortlich zu machen. Damit stimmt nicht nur überein, daß man in der Kapell Laine, wo der nördliche Grenzkontakt von Axialzone zum nördlichen hydraulischen Zug sehr schön erschlossen ist, sowohl in den noch zur Sandsteingruppe gehörigen harten, dunklen, sandigkieseligen Kalken, schwarzen, grünen und roten Letten und grauen glimmerführenden Kalksandsteinen wie in den überlagernden bläulichen Zementmergeln und Kieselkalken überwiegend nördliches Einfallen mißt und dasselbe auch in

---

<sup>1)</sup> Auf die hier nötigen Verbesserungen der SÖHLESchen Karte des Labergebirgs habe ich schon andernorts (Geol. Rundschau, 1914, S. 126) aufmerksam gemacht.

den hydraulischen Gesteinen des Hörnlesüdhangs anhält; sondern man kann auch an verschiedenen Stellen des unter mittleren Winkeln südlich fallenden Gegenkontaktes von Axialzone zum südlichen hydraulischen Zug (so besonders gut am Himmelreich Rücken und im Riß nördlich der Aufackeralpe) die zweifellos normale Überlagerung der hydraulischen auf die Sandsteingruppe sehen.

Und unter dieser axialen Zone der Sandsteingruppe, die sich östlich des Lahne-Grabens über den ganzen Aschauer und Hechendorfer Berg bis zum Windwurfeck und zur Rautlaine ausdehnt, kommt nun die helvetische Kreide der Kögel hervor. Auch hier hilft es nichts, diesen tektonischen Zusammenhang durch Hinweis auf eine wirklich nachweisbare Störungsbahn leugnen zu wollen. Ist auch der Kontakt zwischen Flyschsandstein des Hechendorfer Bergs und dem Sattel der helvetischen Kreide am Langen Kögel im Moorgrund verborgen, so glückte es mir dafür östlich des Windwurfecks auf 780 m, an der Stelle, wo die topographische Karte einen nur 125 m langen nordostgerichteten Ziehweg verzeichnet hat, mit N 80° W-streichen und 80° S-fallen dieselben glaukonitführenden dunklen Kalksandsteine und schwarzen Mergelkalke mit den charakteristischen großen weißen Kalkspäten (Albien) aufzufinden, wie ich sie oben von den Kögeln beschrieben habe. Und wenig nördlich dieser Stelle treten auch noch Reste von blaugrauem, feinsandigem Kalk mit Echinodermentrümmern und die bräunlichen dünn-schichtigen Mergel des Aptien (?) auf, ganz ebenso wie am Langen Kögel. Wenige Meter über diesem kleinen, aber um so wichtigeren Vorkommen helvetischer Kreide stehen im Bach schon schwarze, sandige Flyschkalke und grün und schwarze Letten an, während den Rücken zur Omni-Laine die schwarzgrünen Holzquarzite<sup>1)</sup> erbauen — also alles typische Flyschgesteine. Die Annahme einer nordsüdlich gerichteten Flysch und Kreide trennenden Verwerfung könnte hier aber gar nichts mehr besagen, nachdem ja im Norden die axiale Sandsteinzone bei P. 630, im Süden der hydraulische Zug im Rücken bei Schwaigen in ungebrochenem Zusammenhang viel weiter nach Osten vordringt, als der oben beschriebene Fundpunkt der Kreide des Windwurfecks liegt.

---

<sup>1)</sup> Von ganz derselben Ausbildung, wie sie SCHUSTER vom Tegernseergebiet beschrieb; auch an unserer Stelle ist die Struktur der Stämme eben noch kenntlich erhalten.

Es läßt sich nachweisen, daß zum mindesten östlich des Lechs<sup>1)</sup> auch die übrigen bisher bekannten Vorkommen von älterer helvetischer Kreide Südbayerns unter der Sandsteingruppe des Flysches hervortauchen, niemals dagegen auch in nur scheinbar normaler Unterlagerungsbeziehung zur hydraulischen Gruppe stehen.

Ohne hier auf allzuviel Einzelheiten einzugehen<sup>2)</sup>, möchte ich nur darauf hinweisen, daß auch am Westufer des Tegernsees das Wiedererscheinen von Schrattenkalk, Gault und Seewenschichten mit einer auffälligen Verschmälerung des nördlichen hydraulischen Zuges zusammenfällt, welcher gegenüber einer Ausstrichbreite von mehr als  $1\frac{1}{4}$  km im Rechelbach auf der Lenggrieser Hangseite kaum mehr 300 m Breite an den Streitmösern nördlich des Kogelkopfs erreicht, während die Sandsteingruppe mit ihren so überaus verschiedenartigen Untergliedern fast das ganze Gebiet zwischen Linie Tennenmoos—Söllbachsäge und Linie Bacheralpe—Roßplässe—Buchberghof erfüllt. Des weiteren fällt die starke Entwicklung der helvetischen Kreide zwischen Tegernsee und Schliersee mit einer fast völligen Reduktion des nördlichen hydraulischen Muldenzugs zusammen; nördlich der durch kräftige Blätter verschobenen Linie Pfielhof—Aalbach (250 m oberhalb P. 835) — Sattel WNW P. 1330 an der Gindelalp—Hennerer herrscht neben der helvetischen Kreide fast ausschließlich die Sandsteingruppe<sup>3)</sup>. Daß dies aber nun nicht etwa in dem Sinne gedeutet werden darf, als ob die helvetische Kreide ein stratigraphischer Ersatz des nördlichen hydraulischen Zugs wäre, wird schlagend durch die Verhältnisse Schliersees widerlegt, wo die enggefaltete Kreide wiederum analog zu jenen auf der Westseite der Murnauer Kögel genau unter den axialen Sandsteinzug eintaucht, der am Kamm Schliersberg—Rohnberg die Strecke zwischen P. 1086 und dem ersten Sattelmoos südlich P. 1257 einnimmt, während der nördliche hydraulische Zug schon zu fast normaler Breite ganz unabhängig davon sich entwickelt hat.

Aus dieser an so vielen Stellen bewahrheiteten Beobachtungstatsache einer Zwischenschaltung der mächtigen Sandstein-

<sup>1)</sup> Den Grüntenzug habe ich mit Rücksicht auf die schon lange angekündigten Arbeiten von REIS und REISER noch nicht besucht.

<sup>2)</sup> Die Darstellung der näheren Strukturverhältnisse der helveto-lepontinischen Zone zwischen Isar und Inn soll Gegenstand eines späteren Berichtes werden.

<sup>3)</sup> Diese Verhältnisse machen es natürlich unmöglich, gerade am Tegernsee in den Eigenbau des südbayrischen Flysches einzudringen, und beleuchten die Schwierigkeiten, denen der FINKSche Aufnahmeversuch unterlag.



gruppe zwischen hydraulischer Serie und helvetischer Unter- und Mittelkreide geht aber nun mit Sicherheit so viel hervor, daß die von FINK und DACQUÉ befürwortete Auffassung, als ob in der hydraulischen Gruppe die ältere und in der Sandsteingruppe die jüngere Hälfte innerhalb der Flyschmasse vorläge, bei Ablehnung der tektonischen Selbständigkeit des Flysches nur mehr unter der Voraussetzung einer vollständigen tektonischen Inversion des gesamten südbayrischen Flysches zu halten ist; eine so schwerwiegende Annahme, daß zu deren Aufrechterhaltung die allergewichtigsten Gründe erforderlich wären. Tatsächlich ist mir bis heute überhaupt kein einziges nur einigermaßen stichhaltiges Beweismittel hierfür bekannt geworden.

Ist dagegen das heute sichtbare Lageverhältnis zwischen unterlagernder Sandsteingruppe und überlagernder hydraulischer Serie zugleich für die absolute Altersbeziehung der beiden maßgebend, wofür mir immer mehr Beobachtungen zu sprechen scheinen, so ist damit offenbar zugleich der Beweis für das ausschließliche kretazische Alter des südbayrischen Flysches mindestens bis zum Lech geliefert. Den Funden von *Inoceramenschalen* aus der hangenden hydraulischen Gruppe, zu welchen ganz sicher jener WALTHERS an der Straße Schliersee—Fischhausen zu zählen ist, habe ich in diesem Herbst einen neuen in der Hörnlegruppe anfügen dürfen. Im unteren Teil des Rißgrabens, also mitten im Gebiet des nördlichen hydraulischen Zugs, bemerkte ich auf einer großen Kieselkalkplatte einen etwa ein Quadratdezimeter großen Rest eines glatten *Inoceramus*, der sich leider nur in Trümmern gewinnen ließ.

Kehren wir zu unserem engeren Thema, den Strukturverhältnissen an der Loisschlücke, zurück, so ist bezüglich der einzelnen Flyschzüge östlich des Flusses<sup>1)</sup> bis in die Schlehdorfer Gegend infolge der ungünstigen Aufschlüsse nur so viel festzustellen, daß bloß ein hydraulischer Zug von Ohlstatt über den Bromberg gegen Schlehdorf zu verfolgen ist, der beiderseits von Gesteinen der Sandsteingruppe begleitet zu sein scheint. An und für sich wäre es natürlich nicht möglich, diesen hydraulischen Zug mit Sicherheit einem der beiden aus der Zwieselgruppe beschriebenen gleichzustellen. Aber jenseits des Kochelsees stellt der südlich Pessenbachs einsetzende hydraulische Zug, der sich in seinem späteren Verlauf ostwärts

---

<sup>1)</sup> Meine Untersuchungen hierüber konnte ich bisher wegen ungünstiger Witterung noch nicht zu Ende führen.

als der südliche Zug des Normalprofils innerhalb der Zwieselberggruppe entpuppt, so offenkundig die unmittelbare Fortsetzung des Ohlstatt—Schlehdorfer Zuges dar, und die Struktur der Zwieselberggruppe stimmt im allgemeinen so vorzüglich mit jener von der Aufacker—Hörnlegruppe geschilderten überein, daß an der Berechtigung, den hydraulischen Zug Ohlstatt—Schlehdorf dem südlichen hydraulischen Muldenzug des Normalprofils gleichzusetzen, kaum zu zweifeln ist.

Damit ist die letzte nötige Grundlage gegeben, um die in der Loisachlücke vor sich gegangenen Störungsbewegungen festzulegen.

Als östlichste Verschublinie hat schon KNAUER<sup>1)</sup> die Störungsbahn zwischen der Bergmasse des Osterfeuerbergs und Ölrains und dem vorgelagerten Rücken des Heubergs und Zeilkopfs kennen gelehrt. Aus einem Vergleich der relativen Lage von Hauptdolomit—Zenomangrenze an beiden und der ideellen Lage der hochbajuvarischen Muldenachse ergibt sich ein scheinbares Zurückweichen der Züge am Heuberg um etwas über 800 m. Setzen wir einen ähnlichen Betrag für die nördliche Verlängerung dieser Störungslinie um Ohlstatt in Rechnung, so könnte die hydraulische Serie des Höhenbergs doch deswegen noch nicht dem nördlichen Teil des gesamten hydraulischen Zugs entstammen, da ja nördlich des Zenomans vom Heuberg, das die Fortsetzung der hochbajuvarischen Randmulde Illing—Rötelstein überdeckt, die tiefbajuvarischen Schichten des Simmersbergs (Fleckenmergel und Aptychenschichten) und noch der Grenzsau der Sandsteingruppe bis zum Höhenberg eingeschaltet gedacht werden müssen.

Die Zementmergel des Kögels am Weghaus streichen trotz ihrer Abbeugung nach N 75—65° O doch noch mit ihrer ideellen östlichen Verlängerung in die von den genannten Zonen auszufüllende Lücke hinein. Es muß also in der Richtung des heutigen Loisachflußbettes zwischen Weghaus und Heuberg—Höhenberg eine weitere Diagonalverschiebung angesetzt werden, und zwar wiederum von etwa 800 m Förderweite, wenn wir die Zementmergel des Kögels am Weghaus und jene des Höhenbergs als ehemals zusammengehörig und der südlichen Hälfte des hydraulischen Zugs entnommen denken. Damit würde sehr gut übereinstimmen, daß auch die Gaultvorkommen des Moosbergs und des Hügels von Achrain sich nur bei einer mindestens 700 m betragenden Vers Schubweite gemäß ihres Streichens aufeinander beziehen lassen.

---

<sup>1)</sup> Geogn. Jhrh. München, 18, 1905.

Die im Innern des Mooses gelegenen Reihenkögel passen vom Moosberg an bis zum Westende des Langen Kögels so gut aneinander, daß keine irgendwie bedeutende Schubbahn in transversaler Richtung durchschneidend gedacht werden könnte. Es muß daher die Zementmergelserie des Kögels am Weghaus, die wir als südliche Partie innerhalb des hydraulischen Zugs ansprachen, auf dieselbe Partie des Ammertalgrabens bezogen werden. Die letztere hat aber unregelmäßiges Streichen in O—W bis N 75° O und N 100° O, und ein Umbiegen aus N 60—70° O zu O—W, ja WNW—OSO (im Bärensteig) zeigt auch der Lange Kögel. Für die zu denkende Verlängerung des Streichens vom Kögel am Weghaus dürfen wir somit höchstens N 80° O in Anschlag bringen. Dies ergibt aber einen Lageunterschied von mindestens 1500 m, um welche die hydraulische Gruppe am Weghaus zu weit nördlich liegt.

Ein Blatt von etwa 1500 m Förderung muß also den Abfall der Hörnle-Aufackergruppe gegen das Moos begleiten und zwischen Hechendorfer Berg und den Mooskögeln durchschneiden. Und wirklich: gehen wir vom Westende des Langen Kögels um 1500 m nach Süden, so stoßen wir auf jene charakteristischen Reste der helvetischen Kreide am unteren Windwurfeck, die oben S. 55 erwähnt wurden. Der Sandstein des Steinkögels ist dann nicht als Fortsetzung des gegenüberliegenden Sandsteinzuges von P. 630, sondern jenes vom Windwurfeck zu deuten, der gegen den Sattel nördlich des Himmelreichrückens hinaufführt und den südlichen Grenzsaum der axialen Zone ausmacht.

Die letztberechnete Vershubweite von 1500 m am Ostende der Hörnlegruppe würde sich dann allerdings wesentlich erniedrigen, wenn man die Zementmergel des Kögels am Weghaus als der nördlichen Partie des hydraulischen Zuges angehörig deuten wollte; ja man könnte bei einer anzunehmenden sehr kräftigen Einbeugung des Streichens sogar an eine ungebrochene Verbindung hinüber zu den Braunauhöfen denken. Aber es müßten in diesem Falle die Zementmergel des Kögels am Weghaus von jenen des Höhenberges, welche unbedingt der südlichen Partie der hydraulischen Mulde zuzurechnen sind, bei einer Normalbreite der letzteren von etwa 1500 m (am Aufacker auf über 2 km anwachsend!) durch eine Störung von nahezu 2000 m Vershubweite getrennt sein.

In beiden Fällen bleibt natürlich das aus dem Verfolg der einzelnen helveto-lepontinischen Züge zu berechnende Endergebnis eines durch Blattwirkung bedingten Gesamtvershubs an der Loischlücke um rund 3000 m

gleich; ein Ergebnis, das nur wenig von jener Forderung abweicht, die aus dem Lageverhältnis der Achsen der hochbajuvarischen Randmulde im Ettaler Manndl und Rötelsteinzug westlich und östlich der Loisach abzuleiten ist.

Die letzterwogene Möglichkeit — Häufung der Förderweite bei der Loisachbettspalte auf 2 km — scheint mir nicht die wahrscheinlichere zu sein, nachdem dabei der Zusammenhang des helvetischen Restes am Windwurfeck mit den Kreidezügen der Kögel ungeklärt bliebe; nachdem auch im kalkalpinen Gebiet gewichtige Anzeichen für Störungen der befürworteten Art parallel zum Ostabfall der Aufacker-Hörnleggruppe tatsächlich vorhanden sind. Das Streichen innerhalb der das Lobertal bei Höllenstein einfassenden Gesteine überschreitet nirgends  $N 65^{\circ} O$ , schwankt vielmehr gewöhnlich um  $N 80^{\circ} O$  und  $N 70^{\circ} O$ , so daß der Kontakt von Spongienlias und Hierlatzkalk des Sillerbergs zu Kössenern und Plattenkalk und Dolomit des Oberauer Höhenbergs nur unter Beihilfe von Blättern um Höllenstein nach  $N 45^{\circ} O$  gerichtet sein kann. Wirklich sieht man sowohl den Dolomit nordöstlich Höllensteins wie den Lias am Osteck des Sillerbergs von NS-streichenden Klüften durchschwärmt, die an letzterwähnter Stelle hübsche, saigere, mit horizontalen Striemen besetzte Ruschelflächen erkennen lassen. Auf Grund all dieser Beobachtungen will mir doch der vorangestellte Verteilungsvorschlag der Schubförderung einigermaßen gesichert erscheinen.

Ist nun allein die Tatsache von theoretischem Interesse, daß die aus dem kalkalpinen Randgebiet lange gekannten Diagonalstörungen sich in ihrer Wirkung auch noch innerhalb der helvetisch-lepontinischen Zone mit fast ungebrochener Stärke verfolgen lassen; ist des weiteren die Beobachtung von mindestens örtlicher Bedeutung, wie die gesamte Förderweite sich auf einzelne Störungsäste verteilt, so wird es hier zudem noch möglich gemacht, auch über das Alter dieser Blattbewegungen einiges aussagen zu können.

Wie mit dem Lineal gezogen baut sich ja der konglomeratreiche Südrand der Murnauer Molasse ohne jegliche Kerbe oder Staffelung der Eschenloher Talweite vor, trotzdem, wie wir soeben sahen, ganz bedeutende Verschiebungen die letztere durchpflügen. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die Anfügung der Molassefalten, die wir allgemein ins Obermiocän verlegen, längst nach der tangentialen Durchfurchung der helvetolepontinischen und kalkalpinen Randzone erfolgt ist. Daß nicht etwa diese Störungen am Rand der aufgebogenen Molasse sich plötzlich zerschlagen, wird schon dadurch nahegelegt,

daß auch in dem ganz nahe an die Molasse gerückten Gaultzug Schmatzer Kögel—Moosberg—Achrain—Grub fast ebenso starke Verschiebungen zu spüren sind. Wir werden sonach die Blattbildung noch der oberoligocänen Schub- und Faltenangliederungsperiode zuweisen dürfen.

Noch einige andere nicht unwichtige Schlußfolgerungen ergeben sich aus unseren Darlegungen.

Das geräumige Becken des Eschenloher Moores ist nicht etwa, wie man in Rückschluß aus ähnlichen Lücken in den Voralpen glauben könnte und wie wohl auch gelegentlich angenommen wurde<sup>1)</sup>, ein „Einbruchs“-Kessel, sondern ein Ausräumungsbecken, in dem sogar der tektonische Untergrund des Flysches, die helvetische Kreide in diskordanter Parallelfaltung zutage tritt.

Wir erkannten sodann die helvetischen Züge der Kögel und der Hügel von Achrain und Grub als der axialen Region der Sandsteingruppe zugehörig. Da wird es eine fesselnde Frage für weitere Untersuchungen sein, wo der nördlich dieses axialen Streifens einzuschaltende nördliche hydraulische Muldenzug und der nördliche Sandsteinzug zwischen Hechendorf und Weil verblieben ist. Soll er auf der Molasse als fortgetragene Schubdecke gedacht werden, oder ist er an einer alttertiären Verwerfung in die Tiefe gesenkt, und liegt das Ostende der Murnauer Molasse schon transgressiv<sup>2)</sup> auf den fehlenden Flyschzügen?

Ein anderes betrifft das gegenseitige Lagerverhältnis von helvetischen Kreidezügen zu den verschiedenen Flyschelementen. Wir fanden weder Gault und Seewen von Achrain und Grub, noch die Tegernsee-Schlierseer Kreide am normal entwickelten Flyschrand gelagert, sondern in und unter der verbreiterten und, wie es scheint, örtlich abgewitterten axialen Sandsteingruppe hervortauchend. Anders steht es mit jenen Zügen von Nierentalern, Stallauer Grünsand, Pattenauer und Gerhartsreuter Schichten nebst Eocängesteinen, die östlich des Lechs erstmals nach GÜMBEL an der Halbammer unterm Hohen Stieh<sup>3)</sup> auftreten, dann in einem Streifen von Heilbrunn bis Krankenheim und von Mariastein bis Kaltenbrunn zu verfolgen sind, nochmals am Gschwendnerberg westlich der Leitzach, südlich

<sup>1)</sup> So offenbar von J. KNAUER: (Herzogstand-Heimgartengebiet, Geogn. Jahrb. 1905, 18, S. 33.)

<sup>2)</sup> Cf. LEBLING hat sich schon viel früher mir gegenüber in diesem Sinne ausgesprochen.

<sup>3)</sup> Alpengebirge, 1861, S. 631 (mit Fossilliste!), und Geologie von Bayern II, 1894, S. 136.

Feilnbachs und bei Neubeuern zum Vorschein kommen, um dann von Bergen bis Mattsee den Flysch zu säumen. Hier fehlt helvetische Kreide älter als Seewenschichten und hier ist zum mindesten an der Halbammer, zwischen Heilbrunn und Kaltenbrunn und an der Leitzach die randliche Lage unmittelbar nördlich oder selbst noch inmitten des nördlichen Grenzzuges der Sandsteingruppe wirklich nachzuweisen. Wir werden darum gut tun, diese beiden „helvetischen“ Streifen — den einen axial gelegen mit echter älterer helvetischer Kreide ohne Eocän, den anderen peripher ohne ältere Kreide mit abweichenden jungsenonen Gliedern und mit Eocän — vorerst auseinanderzuhalten. Über beide breitet sich die „Flyschdecke“ in tektonischer Diskordanz.

Zum Schlusse soll der Möglichkeit gedacht werden, auch noch weitere Vorkommnisse älterer helvetischer Kreide ausfindig zu machen unter Berücksichtigung der neugewonnenen Erfahrung, daß solche in erster Linie an stark emporgehobene und tief einerodierte Partien der Axialzone des Flysches geknüpft sind. In der Tat stimmen einige ältere, bisher allerdings nicht mehr wiederholte Befunde damit gut überein. GÜMBEL<sup>1)</sup> erwähnt mehrmals Bänke von Grünsandstein vom „Lexbauern unterm Berg“ auf der Ostseite der Zwieselberggruppe, die leider seitdem weder IMKELLER noch AIGNER oder ich wiederum antrafen. Dennoch kann es sich ganz gut um einen heute vielleicht verstürzten Zufallsaufschluß echten Gaultgrünsandes gehandelt haben; stehen wir doch in der Höhe des Lexbauern fast genau in der Mitte des mittleren Sandsteinzugs, welcher zwischen einer Linie P. 1233 am Lehenbauernberg—Greilinger Alp im Norden und einer Linie Hochtannenkopf (Mitte zwischen P. 1184 und 1001,8) und Arzbach (wenig nördlich der Mündung des nördlichen der beiden Adelwartsalpbäche) im Süden durchstreicht.

IMKELLER fand vor Jahren Spuren anstehenden Seewerkalks mitten im Flysch auf den Höhen des Schliersbergs, die späterhin nicht wieder zu entdecken waren. Und wirklich übersetzt die axiale Sandsteingruppe zwischen dem moosigen Sattel südlich P. 1257 und P. 1086 den Kamm am Schliersberg, und hier könnte sehr gut eine abgepreßte und aufgeschleppte Scholle des helvetischen Untergrunds anstehend gedacht werden.

Ich habe im Herbst letzten Jahres auf der Neureut, 350 m östlich des Unterkunftshauses, etwas unterhalb der Jagdhütte, in einem kleinen Steinbruch hellgraue bis bläuliche, braun-

<sup>1)</sup> 1861, S. 550; 1894, II, S. 162.

witternde Kalke gesehen, stellenweise reich an Echinodermenresten und dann ganz an den Schrattenkalk des vorgelagerten Kreidezugs erinnernd; der umgebende Flysch gehört aber zur axialen Sandsteingruppe.

Endlich stehen mit dem letzterwähnten Gestein vollständig übereinstimmende Bänke gleichfalls mit Echinodermenfragmenten an der Unterammorgauer „Engen Laine“, wenige Meter nördlich P. 919, mitten in der axialen Zone des Flysches, an.

Solange bestimmbare Fossilien aus den erwähnten zweifelhaften Gesteinen fehlen, können diese natürlich nicht mit Sicherheit der helvetischen Kreide zugerechnet werden. Immerhin gehören sie ihres abweichenden petrographischen Charakters nach offenbar auch nicht in den normalen Flyschverband hinein, und es beweisen solche Befunde wohl genugsam, daß die nähere Durchforschung der helveto-lepontinischen Zone Südbayerns noch manche Überraschung bringen kann. Es beweisen meiner Ansicht nach die vorliegenden Erörterungen insgesamt, wie sehr wir noch am Anfang unserer Kenntnis von der Struktur dieser Zone stehen, daß aber zugleich der Weg zur Aufhellung dieses Dunkels keineswegs dauernd verschlossen wäre.

## 5. Interglazialtravertin des Taubachium mit *Zonites verticillus* aus der Eifel.

VON HERRN HANS POHLIG.

Bonn, den 7. Oktober 1913.

Dieser erste sichere Nachweis der Antiquusstufe aus Rheinpreußen ist von nicht viel geringerer Bedeutung als der im Folgenden von mir beschriebene der Trogontherienzone; den ersteren hat der Fund von *Zonites verticillus* aus dem Travertin von Dreimühlen bei Eiserfey in der Eifel durch Herrn Prof. BROCKMEIER in München-Gladbach erbracht. Kleine Travertinbecken waren seither bereits in beträchtlicher Anzahl aus den rheinpreußischen Devonkalkgebieten und kalkreichen Vulkanogebieten bekannt, ohne daß es früher gelungen wäre, andere als nichtssagende Reste von Tieren und Pflanzen darin zu entdecken; durch die Feststellung der erwähnten großen Gastropodenspezies wird jetzt zunächst eine dieser Ab-

lagerungen dem geologischen Alter nach den berühmten Interglazialtravertinen angeschlossen, und es steht zu erwarten, daß bald andere Eifeler und rechtsrheinische Fundstellen folgen werden. Das heutige Hauptverbreitungsgebiet von *Zonites verticillus* Fér. ist das illyrische Küstenland südwärts von den Alpen, und erstreckt sich von da nordwärts durch die Ostalpen; die nördlichsten Vorposten reichen bis in das Donauthal zwischen Wien und Passau. Dieses neueste Ergebnis, des ehemaligen Vordringens bis nach den linksrheinischen Eifelgegenden während der letzten Interglazialzeit ist sehr überraschend. Die Spezies ist in Gestalt der *Varietas praecursor* (A. WEISS) für die Interglazialtravertine des Taubachium von Weimar, Mühlhausen und Tonna in Thüringen sowie Canth in Schlesien bezeichnend, die sich auch mit denen von Schönebeck bei Magdeburg und Bilzingsleben durch den Gehalt an *Helix* (*banatica*) *canthensis* BEYR. als gleichaltrig erwiesen haben, und von denen die ersteren zudem noch andere örtlich ausgestorbene Arten in Gestalt von südrussisch-persischen, südfranzösischen, böhmischen und Wienerwaldtypen führen. *Helix* (*atrolabiata*) *tommensis* SDBG., *Belgrandia marginata* var. *germanica* BOE., *Unio litorialis* (die 2 letzteren auch im Mosbachium), *Helix vindobonensis*, *Clausilia filograna* u. a.

Nach L. SOMMERMEIER (diese Zeitschr., Bd. 65, 1913, Monatsberichte S. 341) enthält der Travertin von Dreimühlen die von dem Kölner anthropologischen Verein ausgegrabene, an *Ursus spetaeus* und Moustiergeräten reiche Kartsteinhöhle; dieses Vorkommen wird hoffentlich Veranlassung geben, die Böden solcher Grotten in den Interglazialtravertinen anderer Gegenden zu durchforschen, besonders in denen von Weimar, wo vielleicht die von A. WEISS neuerdings begangenen Parkhöhlen künstlicher Entstehung sein mögen, nicht aber der unter dem ehemaligen Balzerwäldchen bei Oberweimar sich erstreckende Gang, dessen Eingang nur für Halbwüchsige zu durchschlüpfen war und später ganz zugeschüttet wurde.



# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

### B. Monatsberichte.

**Nr. 2.**

**66. Band.**

**1914.**

#### INHALT.



Protokoll der Sitzung vom 11. Februar 1914 . . .

Seite  
65

#### *Vorträge:*

KRUSCH: Zum Gedächtnis FELIX WAHNSCHAFFES . . .	65
STREMME: Die Verbreitung der Bodentypen in Deutschland (Titel) . . . . .	80
KEILHACK: Granatdünen in Süd-Ceylon (Titel) . . . . .	80
KORN: Neue Endmoränen und Osar zwischen Schneidemühl und Arnswalde (Titel) . . . . .	80

#### *Briefliche Mitteilungen:*

WAHNSCHAFFE†, FELIX: Kritische Bemerkung zum Interglazial II und Spätglazial Norddeutschlands . . .	81
KRAUSE, PAUL GUSTAV: <i>Paludina (Vivipara) diluviana</i> KUNTH aus dem älteren Interglazial des Niederrheins .	93
LEIDHOLD, CL.: Über einen <i>Manticoceras „intumescens</i> BEYR.“ sp. mit erhaltener Mündung (Hierzu 1 Textfigur) von SEIDLITZ, WILFRIED: Leitlinien varistischer Tektonik im Schwarzwald und in den Vogesen . . . . .	97
POHLIG, HANS: Neues von der Trogontherienstufe am Niederrhein . . . . .	100
POHLIG, HANS: Neues von der Trogontherienstufe am Niederrhein . . . . .	124

<i>Neueingänge der Bibliothek</i> . . . . .	127
---	-----

# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFTE†	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	„ BORNHARDT	„	HENNIG
sitzende:	„ KRUSCH	„	JANENSCH
Schatzmeister:	„ MICHAEL	„	WEISSERMEL
Archivar:	„ SCHNEIDER		

## Beirat für das Jahr 1914

Die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen,  
OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

## Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende Erledigung** aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,  
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,  
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,  
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Könlgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**,  
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Oberbergrat Bornhardt**, Charlottenburg, Dernburg-Str. 49 oder Herrn **Professor Dr. Krusch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Rich. Michael**, Charlottenburg, Kaiserdamm 74, Postscheckkonto **Berlin NW 7, Konto Nr. 16071** oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.



*Felix Wahrschaffe.*



# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 2.

1914.



Protokoll der Sitzung vom 11. Februar 1914.

Vorsitzender: Herr BORNHARDT.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und macht Mitteilung von dem Hinscheiden des Vorsitzenden der Gesellschaft, Herrn Geheimen Bergrat Prof. Dr. Felix WAHNSCHAFTE, sowie des zu Heidelberg verstorbenen Geheimen Rats Prof. Dr. ROSENBUSCH.

Die Versammlung erhebt sich zu Ehren der Verstorbenen.

Als neue Mitglieder sind angemeldet:

Herr ABEL BRIQUET, Avocat à la cours d'appel, Collaborateur auxiliaire au service de la carte géologique de la France, 44 rue Jean de Bologne, Douai Nord, vorgeschlagen von den Herren FLIEGEL, OESTREICH und KRUSCH.

Herr Dr. phil. WERNER PAECKELMANN, Geologe an der Kgl. Geolog. Landesanstalt, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen durch die Herren KRAUSE, BÖHM und HERRMANN.

Herr A. STEEGER, Mittelschullehrer, Crefeld, Sternstr. 20, vorgeschlagen durch die Herren LEPLA, KRAUSE, v. LINSTOW.

Herr KRUSCH widmet dem verstorbenen Vorsitzenden der Gesellschaft, Herrn FELIX WAHNSCHAFTE, den nachstehenden Nachruf: (Hierzu ein Bildnis.)

Meine Herren! Es ist mir ein Herzensbedürfnis, Ihnen zu Beginn unserer heutigen Vorträge einen Überblick über das Leben und Wirken des uns leider zu früh durch den Tod entrissenen Freundes zu geben:

FELIX WAHNSCHAFTE wurde am 27. Januar 1851 zu Kalten-  
dorf bei Öbisfelde als Sohn des Kreisrichters BRUNO WAHN-  
SCHAFTE — später Kreisgerichtsrat in Öbisfelde — und seiner  
Gattin MATHILDE, einer Tochter des Geheimen Kriegsrats  
FRIEDRICH WAHNSCHAFTE, geboren.

Den ersten Unterricht erhielt er in der Dorfschule seines  
Heimatsortes bis zum August 1859; er kam dann nach  
Ampleben, südlich vom Elm in das dortige Predigerhaus, um von  
dem Pastor, dem späteren Superintendenten GUSTAV NOLTE,  
zusammen mit dessen beiden Kindern unterrichtet zu werden.

Im April 1862 bezog WAHNSCHAFTE das Pädagogium des  
Klosters Unserer Lieben Frau in Magdeburg und trat dort in  
die Unterquarta ein. Zwei Jahre lang war er in dem Knaben-  
pensionat der Frau Dr. VARJES. Ostern 1864 fand er Aufnahme  
in dem mit dem Pädagogium verbundenen Alumnate; mit  
Stolz schreibt er, daß er dort zuletzt die Stelle des Seniors  
bekleidete.

Im Oktober 1871 bestand WAHNSCHAFTE das Abiturienten-  
examen. Er bezog hierauf die Universität Leipzig und ließ  
sich in der philosophischen Fakultät als Student der Natur-  
wissenschaften einschreiben. Während des Studiums be-  
schäftigte er sich hauptsächlich mit Mineralogie, Geologie  
und Chemie, außerdem mit Botanik, Physik und Zoologie.  
Seine Lehrer waren: CREDNER, ZIRKEL, WIEDEMANN, CARSTEN,  
HANKEL, SCHENK, LEUCKART, ZÖLLNER und FRICKE.

Im Oktober 1874 ging WAHNSCHAFTE nach Jena, um an  
der dortigen Universität Vorlesungen bei SCHMID, REICHARDT,  
GENTHER, STRASBURGER u. a. zu hören. Nach beendetem  
Studium, wurde er, 24jährig, am 16. März 1875 auf Grund  
einer unter Leitung des Hofrats Prof. Dr. E. E. SCHMID aus-  
geführten — nicht gedruckten — Arbeit „Über die Porphyrite  
des Öhrenstocker Feldes bei Ilmenau“ und einer mündlichen  
Prüfung in Geologie, Mineralogie, Chemie und Botanik zum  
Doktor der philosophischen Fakultät promoviert. Dem regen  
Interesse, welches der Verstorbene stets für Chemie hatte, und  
seiner ersten Stellung an der Geologischen Landesanstalt  
dürfte es zuzuschreiben sein, daß viele auch seiner ihm  
näherstehenden Kollegen irrthümlicherweise ein vorzugsweise  
chemisches Studium annehmen.

Eine Assistentenzeit im mineralogischen Kabinett an der  
Universität Jena scheint vor seine Promotion zu fallen; denn  
unmittelbar nach dieser, am 1. Mai 1875, empfahlen ihn seine  
Lehrer an die Königliche Geologische Landesanstalt und Berg-  
akademie, wo ihn der damalige Direktor, Oberbergat HAUCHE-

CORNE, zunächst bei der soeben neu begründeten Abteilung der geologisch-agronomischen Aufnahme des Flachlandes als Chemiker verwandte. WAHNSCHAFTE arbeitete bis zur Fertigstellung des Neubaus der jetzigen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie im Laboratorium für Bodenkunde in der Anhaltstraße. Seine zunächst zweijährige Beschäftigung mit Bodenanalysen war ihm eine liebe Erinnerung, und noch in den letzten Jahren seines Lebens pflegte er gern von dem damaligen behaglichen Geschäftsbetrieb im Gegensatz zur jetzigen intensiven Arbeit zu erzählen.

Im Mai 1877 wurde er von dem damaligen Leiter der geologisch-agronomischen Aufnahme im norddeutschen Flachlande, Prof. Dr. G. BERENDT, in die Kartierungsarbeiten der Umgegend von Berlin eingeführt, an denen er von nun an während jedes Sommers auch nach der Übernahme der Leitung der Flachlandabteilung teilnahm.

Gelegentlich einer militärischen Übung lernte er seine Frau THERESE geb. BACH in Magdeburg kennen, mit der er sich am 10. November 1878 verheiratete. Aus der überaus glücklichen und harmonischen Ehe gingen fünf Kinder — drei Töchter und zwei Söhne — hervor. Seine Gattin war ihm zugleich eine treue Helferin bei der Arbeit, ihr verdankt er z. B. die glänzenden photographischen Endmoränenaufnahmen, welche den Gegenstand einer seiner letzten geologischen Arbeit bilden.

Seine Laufbahn an der Geologischen Landesanstalt war zunächst die damals übliche: Am 7. April 1879 wurde er zum etatmäßigen Assistenten bei der Geologischen Landesaufnahme ernannt; am 1. April 1886 rückte er in eine Landesgeologienstelle ein.

Kurz vorher, am 18. Februar 1886, habilierte er sich bei der Kgl. Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin als Privatdozent für allgemeine Geologie und Bodenkunde mit einer — nicht veröffentlichten — Schrift „Über den Einfluß der Sedimentärgesteine auf die Beschaffenheit des Bodens“. Die Habilitationsvorlesung behandelte das Thema „Die lößartigen Bildungen am Rande des norddeutschen Flachlandes“; die Arbeit wurde in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft im Jahre 1886 veröffentlicht. Mit den Vorlesungen begann er im Wintersemester 1886/87. Er las „Über die Geologie des Quartärs mit besonderer Berücksichtigung des norddeutschen Flachlandes mit Exkursionen“.

Die Bergakademie erteilte ihm 1887 den Auftrag als Nachfolger BRANCAS die Vorlesung über allgemeine Geologie zu übernehmen.

Mit der Ernennung zum Landesgeologen war damals an der Bergakademie die Berufung zum ordentlichen Lehrer verbunden. Am 31. Juli 1892 erhielt WAHNSCHAFTE den Titel Professor, 1900 wurde er nach der Pensionierung des Geheimrats Prof. Dr. BERENDT mit der Leitung der Aufnahmen im Flachlande betraut, 1902 erhielt er den Charakter als Geheimer Bergrat und 1903 die neugeschaffene Stelle eines Abteilungsdirigenten für die Flachlandaufnahme, der er sich mit seiner ganzen Arbeitskraft bis zu seinem Tode widmete.

Die ersten Anzeichen der schweren Krankheit, welcher er erlag, machten sich erst Anfang Dezember vorigen Jahres bemerkbar. Da sie ihn nur wenig in seiner unermüdlichen Tätigkeit hinderten, maß er den Symptomen zunächst keinen Wert bei. Noch in der letzten Woche vor seinem Tode versuchte er durch angestrengteste Arbeit die wegen einer Operation in Aussicht stehende lange Versäumnis wenigstens zum kleinen Teil auszugleichen.

Als er mit anscheinend rüstiger Lebhaftigkeit mit mir wenige Tage vor seinem Tode, peinlichst gewissenhaft, die noch schwebenden, die Deutsche Geologische Gesellschaft betreffenden Angelegenheiten, besprach, kam mir nicht der Gedanke, daß es die letzte Unterredung sein sollte.

WAHNSCHAFTE wurde am Dienstag, dem 20. Januar noch vor der in Aussicht genommenen Operation durch einen Herzschlag mitten aus seinem Wirken gerissen.

#### Die wissenschaftliche Tätigkeit WAHNSCHAFFES.

Der umfangreichste Teil seiner wissenschaftlichen Forschungen fällt in seine dienstliche Tätigkeit an der Geologischen Landesanstalt, die ihm eine besondere Trauerfeier veranstalten wird. Die Direktion beabsichtigt, auch die Mitglieder unserer Gesellschaft einzuladen. Ich begnüge mich deshalb an dieser Stelle mit wenigen Angaben.

WAHNSCHAFTE war ein begeisterungsfähiger Forscher und ein guter, objektiver Beobachter. Er wurde in strittigen Fällen gewöhnlich von beiden Parteien zum Schiedsrichter angerufen, weil er ohne jede Voreingenommenheit und ohne Ansehen der Person zu entscheiden pflegte. Infolge seiner angeborenen Liebenswürdigkeit kam es auch da, wo er anderer Meinung war, nie zu schroffen Differenzen, stets überwog das versöhnliche Moment und das Bestreben, dem wissenschaftlichen Gegner Brücken zu bauen.

An den agrogeologischen Aufnahmen des norddeutschen Flachlandes hat er sich intensivst beteiligt. Unter seinem



Namen wurden ca. 30 Blätter veröffentlicht. Trotz der den Sommer in Anspruch nehmenden anstrengenden Kartierungsarbeiten vergaß er nicht die rein wissenschaftliche Forschung und fand Zeit für zahlreiche Veröffentlichungen, von denen einige von weitgehendster Bedeutung sind.

Sein Schriftenverzeichnis umfaßt über hundert Arbeiten, welche zum größten Teil während seiner dienstlichen Tätigkeit gesammeltes Material behandeln. Ich muß mich hier aber darauf beschränken, wenige Publikationen zu behandeln, und ich wähle nur vier Werke aus, nämlich seine beiden ersten Schriften aus den Jahren 1880 über Gletschererscheinungen bei Velpke und Danndorf (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **32**, 1880) und den Beitrag zur Entstehung des oberen Diluvialsandes (Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1880, S. 340), ferner sein Werk über die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, welches zum ersten Male 1891 erschien und drei Auflagen erlebte (II. Auflage 1901, III. Auflage 1909), und schließlich eine seiner letzten geologischen, im Jahre 1913 veröffentlichten Arbeit über die Endmoränen im norddeutschen Flachlande. Geologische Charakterbilder.

Die beiden ersten von dem jungen Geologen verfaßten Abhandlungen geben ein vorzügliches Bild von der ganzen Art seiner Forschung. In der denkwürdigen Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 3. November 1875, in der der schwedische Geologe OTTO TORELL zum ersten Male vor den Berliner Fachgenossen seine Inlandeistheorie für Norddeutschland entwickelte, nahm WAHNSCHAFTE als junger, erst vor kurzem bei der Geologischen Landesanstalt eingetretener Geologe teil. Er konnte nie den Eindruck vergessen, den die neue Theorie auf alle Anwesenden machte. Bis dahin hingen die älteren Geologen und auch er der LYELLschen Driftheorie an. Eine lebhafte Diskussion folgte dem Vortrage TORELLs; an ihr beteiligten sich die ersten Verfechter der LYELLschen Theorie in Deutschland VON DECHEN, BERENDT, BEYRICH u. a.

In den Erinnerungen an OTTO TORELL schildert WAHNSCHAFTE (Naturwissensch. Wochenschr. 1901), wie dieser Vortrag, trotz des Protestes der älteren Geologen, wie ein zündender Funke wirkte, so daß sich am Ende der 1870er Jahre der bedeutendste Umschwung der Ansichten auf dem Gebiete der Flachlandgeologie vollzog, den sie überhaupt aufzuweisen hat.

Auch WAHNSCHAFTE ging mit Begeisterung in das TORELLsche Lager über. Er betrachtete den bedeutenden

Forscher als seinen Lehrmeister bei der Einführung in das Studium der Glazialbildungen und trat zu ihm in nähere persönliche Beziehungen. Unter dem Eindruck der neuen Theorie, welche die Flachlandgeologie erst auf eine wissenschaftliche Basis hob, entstand die erste Arbeit WAHNSCHAFFES über die Gletschererscheinungen bei Velpke und Danndorf: Im Jahre 1880 hatte eine Exkursion gelegentlich der Allgemeinen Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin nach Rüdersdorf stattgefunden. Hier waren von seiten mancher Geologen vielfache Einwände gegen die dortigen Gletschererscheinungen erhoben worden, so daß TORELL dem damals jungen Geologen DE GEER den Auftrag gab, diese Glazialphänomene in ihren Einzelheiten und in ihren Beziehungen zueinander nochmals genau zu untersuchen. WAHNSCHAFFE hielt sich zum Zweck der geognostisch-agronomischen Kartierung der Sektion Rüdersdorf im Anschluß an die ECKSche und ORTHSche Karte in dem Gebiet auf und arbeitete drei Wochen lang mit dem jungen DE GEER zusammen. Er war hier, wie er in seiner Arbeit bescheiden ausführt, vorzugsweise Lernender, da DE GEER das Verdienst der neuen wichtigen Resultate ganz allein gebühre. Als dann TORELL 6 Tage nach Rüdersdorf kam, hatte WAHNSCHAFFE das Glück, von diesem Meister der Glazialgeologie direkt belehrt zu werden.

Angeregt durch die in Rüdersdorf ausgeführten Untersuchungen begab er sich noch im Herbst desselben Jahres gelegentlich einer größeren Privatarbeit — geognostisch-agronomische Bearbeitung des Rittergutes Cunrau in der Altmark — nach dem braunschweigischen Dorf Velpke, um in dem oberen Keupersandstein nach Gletschererscheinungen zu suchen. Seine Bemühungen waren von Erfolg belohnt, denn er konnte hier auf weite Erstreckung die Spuren einer zur Diluvialzeit stattgefundenen Vergletscherung mit unbedingter Sicherheit nachweisen. War der erste Fundpunkt typischer Glazialschrammen in Deutschland TORELL zu verdanken, so ist der zweite zweifellos das Verdienst WAHNSCHAFFES.

Die zweite, in demselben Jahre erschienene Arbeit des Verstorbenen „der Beitrag zur Entstehung des oberen Diluvialsandes“ steht unter demselben Einfluß der nordischen Forscher.

WAHNSCHAFFE vertrat auch hier energisch den Standpunkt, daß sich die Bildungen in unserem norddeutschen Flachlande nur durch die Annahme einer Vergletscherung erklären lassen. Er wies weiter darauf hin, daß der obere Diluvialsand häufig eine sekundäre Bildung aus dem oberen Geschiebemergel darstellt, der durch Überflutungen gegen Ende

der Diluvialperiode ausgeschlemmt wurde. Diese Erkenntnis bedeutete einen wichtigen Fortschritt der Glazialgeologie, sie hat bis heute ihre Gültigkeit behalten.

Das dem besten Mannesalter entstammende Werk über „die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes“ dürfte das verbreitetste diluvialgeologische Lehrbuch der Welt darstellen. Man kann es als den Extrakt aller Glazialforschungen WAHNSCHAFFES bezeichnen. Es dürfte kaum einen jungen deutschen Geologen geben, der es nicht zur Einführung benutzt und ihm mannigfaltige Anregung entnommen hätte.

In dem kurz vor seinem Tode im Jahre 1913 erschienenen Werke über die Endmoränen mit seinen ausgezeichneten, von Frau WAHNSCHAFFE stammenden Bildern folgte der Verfasser dem Drange, ein wichtiges Gebiet der Diluvialgeologie in mehr populärer, durch zahlreiche Bilder belebter Form weiten Kreisen zugänglich zu machen.

Viele seiner Veröffentlichungen beschäftigen sich mit Gletscherschliffen, der Flora und Fauna des Diluviums, der Lößfrage, den Geschiebedreikantnern und anderen glazialen Erscheinungen. Auch mit größeren Problemen, wie z. B. der Vergletscherung des Brockengebietes, beschäftigte er sich (Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1881, S. 125).

WAHNSCHAFFE beschränkte sich aber in seinen Veröffentlichungen nicht nur auf sein Vaterland, sondern studierte auch eingehend andere Gebiete wie z. B. das Quartargebiet des nördlichen Frankreich und des südlichen Belgien (1891), das Glazialgebiet Nordamerikas (1892, 1894—1895 und 1905) usw.

Aus der Gesamtheit seiner Schriften kann man das Resultat ziehen, daß WAHNSCHAFFE das Glück hatte, zu der Zeit seine Studien zu beginnen, in der sich die bedeutendsten Umwälzungen auf dem Gebiete der Glazialgeologie vollzogen — es war ihre Sturm- und Drangperiode —, und daß ihm das Verdienst zukommt, als einer der erfolgreichsten an der weiteren ruhigen Entwicklung seiner Spezialwissenschaft mitgewirkt zu haben.

Als akademischer Lehrer beschäftigte er sich mit der allgemeinen und mit der Glazialgeologie. Beide Vorlesungen setzte er bis zu seinem Tode fort. Seine Vorträge gehörten zu den besuchtesten geologischen der Berliner Hochschulen. WAHNSCHAFFE verstand es, in den mit peinlichster Gewissenhaftigkeit vorbereiteten Vorträgen gerade das allgemein Interessante hervorzuheben und die Zuhörer dadurch zu fesseln.

Einen wesentlichen Bestandteil bildeten die Exkursionen, denen er alle freien Sonntage bis Weihnachten widmete. Mit ihrer bis ins kleinste durchgeführten Vorbereitung beschäftigte er sich lange vorher, und jeden Tag beobachtete er das Barometer in der Befürchtung, daß ihm das Wetter die Exkursion, die er mit jugendlicher Begeisterung führte, verderben könnte. Das Exkursionsprogramm WAHNSCHAFFES war ein recht mannigfaltiges. Seine beliebtesten Gebiete waren Rüdersdorf, Joachimstal, Senftenberg, Sperenberg, Fürstenwalde und Stolzenhagen bei Stargard. Jeder der Teilnehmer, zu denen auch recht viele ältere gehörten, die das Studium längst beendet hatten, fand vielfache Anregung. Die WAHNSCHAFFESchen Exkursionen muß man als einen wichtigen Faktor des Berliner Hochschullebens auf glazialgeologischem Gebiete bezeichnen, und der Verstorbene wird hier in der Zukunft nicht leicht zu ersetzen sein.

WAHNSCHAFFE benutzte jede Gelegenheit zur Ausführung wissenschaftlicher Reisen. Er gehört zu denjenigen Glazialgeologen, die die meisten Diluvialgebiete der Welt besucht haben. Seine erste Reise führte er im Sommer 1886 aus, wo er mit F. SCHMIDT und NIKITIN fünf Wochen für die Bereisung des nordeuropäischen Rußlands benutzte. 1889 besuchte er Schweden und Norwegen und 1890 Dänemark. Die erste große Reise nach Amerika unternahm er gelegentlich des Internationalen Geologenkongresses in Washington, wo er das große nordamerikanische Glazialgebiet, den Nationalpark und Colorado bereiste. 1894 nahm er am Internationalen Geologenkongreß in Zürich und an dessen Exkursionen teil, führte 1896 eine Studienreise nach Oberbayern und Tirol und 1897 gelegentlich des Internationalen Geologenkongresses in St. Petersburg eine umfangreiche Bereisung Rußlands aus. Die Teilnahme an den Gletscherkonferenzen als Mitglied der Gletscherkommission führte ihn 1901 nach dem Ötztal und Tirol und 1905 nach der Maloja.

Seine Vorliebe für Geographie — er war lange Zeit im Vorstand und ein Jahr lang erster Vorsitzender der Gesellschaft für Erdkunde — ließ ihn häufiger an den Geographentagen teilnehmen, so 1901 in Breslau, 1905 in Danzig, 1909 in Lübeck usw.

In vielen Fällen zog man ihn als Sachverständigen in landwirtschaftlichen Fragen heran. Eine derartige Bereisung zum Studium der Obstbauverhältnisse in Posen führte er im Auftrage der Deutschen Landwirtschafts-Gesellschaft und eine zweite in Nordwestdeutschland mit der Kommission

zur Bewirtschaftung der norddeutschen Heideflächen aus. Lange Jahre hindurch wurde er zu den Arbeiten der Zentral-Moor-Kommission hinzugezogen: er galt also als Autorität auf allen Grenzgebieten zwischen Geologie und Landwirtschaft.

Eine führende Stellung, man kann wohl sagen einen Weltruf, hatte WAHNSCHAFFE auf dem Gebiete der Bodenkunde. Bei der Einrichtung des Laboratoriums für Bodenkunde an der Geologischen Landesanstalt wurde er zusammen mit LAUFER beauftragt, die Untersuchungsmethoden mechanischer und chemischer Bodenanalysen auszuarbeiten. Diese Aufgabe wurde auf Grund der ausgezeichneten chemischen Vorbildung WAHNSCHAFFES in glänzender Weise gelöst. Er erkannte, daß die Bodenkunde eine besondere Wissenschaft darstellt, welche von dem Gebiete der analytischen Chemie getrennt werden muß. Seine in dritter Auflage in diesem Jahr erschienene, mit SCHUCHT bearbeitete „Anleitung zur wissenschaftlichen Bodenuntersuchung“ trägt der oben angegebenen Auffassung Rechnung. Alle Untersuchungsmethoden hatte er aufs sorgfältigste durchgearbeitet und viele zum Teil zusammen mit LAUFER erst für die Bodenanalyse geeignet gemacht.

Als Vertreter der Geologischen Landesanstalt nahm WAHNSCHAFFE auch an den Verhandlungen der Internationalen Agrogeologischen Konferenzen 1910 in Budapest und 1912 in Stockholm in hervorragendem Maße teil. Die Gründung der Zeitschrift „Internationale Mitteilungen für Bodenkunde“ wurde von ihm in die Wege geleitet.

In den letzten Jahren legte WAHNSCHAFFE den Schwerpunkt seiner Tätigkeit mit auf die Popularisierung der Geologie. In dieser Beziehung war er vorzugsweise im Verein für volkstümliche Naturkunde, dessen Vorstand er lange Jahre angehörte, tätig. Er beteiligte sich weiter im Jahre 1900 an dem Ferienkursus für Berliner Oberlehrer. Von 1901 bis 1910 hielt er zahlreiche Vorträge im Volksbildungsverein in Kottbus. In ähnlicher Weise wirkte er 1907 in Danzig und Stettin, 1909 in Breslau, 1911 in Forst und im 1912 im Berliner Lehrerverein. Die volkstümlichen Bestrebungen trauern um einen ihrer eifrigsten Förderer.

Ganz besonders interessieren uns an dieser Stelle die Verdienste WAHNSCHAFFES um die Deutsche Geologische Gesellschaft. Er trat am 7. Juli 1875 als Assistent am Laboratorium der Geologischen Landesanstalt, vorgeschlagen von den Mitgliedern ORTH, LAUFER und DULK, ein. Bei der

Hauptversammlung im Jahre 1884 war er als Schriftführer tätig. Seine Teilnahme an den allgemeinen Versammlungen war eine sehr rege, so daß sein Fehlen zu den Ausnahmen gehörte. 1889 wurde er zum erstenmal in den Vorstand gewählt und bekleidete das Amt eines Archivars bis 1902. In diese Zeit fällt die wichtige Statutenänderung gelegentlich der Hauptversammlung im Jahre 1901, wo er der Kommission zur endgültigen Festsetzung des Wortlautes des Statutenentwurfes angehörte.

Von 1903 bis 1905 war WAHNSCHAFFE zum erstenmal stellvertretender Vorsitzender, 1910 trat er in der gleichen Eigenschaft zum zweiten Male ein; nach Ablauf seiner Amtszeit wurde er im Jahre 1912 zum ersten Vorsitzenden gewählt.

Mit welcher Sorgfalt WAHNSCHAFFE die Geschäfte desselben bis zu seinem Tode führte, können nur die übrigen Vorstandsmitglieder beurteilen. Mit jedem besprach er bis ins kleinste die von außen geäußerten Wünsche und ihre Berechtigung. Bei all seinen Vorschlägen wurde er nur von dem Gedanken geleitet, die Bestrebungen der Gesellschaft zu fördern und den Frieden zwischen ihren Mitgliedern zu erhalten.

Er ist der Begründer der HERMANN CREDNER-Stiftung, die im Jahre 1911 gelegentlich des 70. Geburtstages CREDNERS ins Leben trat. Mit einer rührenden Begeisterung erledigte der Verstorbene das große Maß der hierfür notwendigen Arbeit, in der Absicht, den früheren Lehrer zu ehren und jungen Mitgliedern unserer Gesellschaft eine Gelegenheit zu Studienreisen zu schaffen.

WAHNSCHAFFE gehörte zu denjenigen Vorsitzenden, welche den Zwecken der Gesellschaft die meiste Zeit opferten. Für seine versöhnliche Geschäftsführung kann die Deutsche Geologische Gesellschaft dem Verstorbenen nicht genug dankbar sein.

---

Die persönlichen Eigenschaften WAHNSCHAFFES werden von sachkundigerer Seite an anderer Stelle eingehendst gewürdigt werden. Es sei mir aber gestattet, ihrer hier wenigstens mit wenigen Worten zu gedenken:

Auf welchem der zahlreichen Gebiete wir auch immer die Tätigkeit WAHNSCHAFFES verfolgen, stets finden wir als charakteristische persönliche Eigenschaften ein schlichtes, bescheidenes Wesen, peinlichste Pflichterfüllung, jugendfrische Forschungsbegeisterung und vornehmste Herzensbildung.

---

Verzeichnis der Schriften von FELIX WAHNSCHAFTE.

1880. Über Gletschererscheinungen bei Velpke und Dannorf. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **32**, 1880, S. 774—798.
  - Beitrag zur Entstehung des oberen Diluvialsandes. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1880, S. 340—345.
1881. Untersuchungen des Bodens der Umgegend von Berlin. Mit E. LAUFER. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Preußen usw. III, Heft 2. Berlin 1881.
  - Über das Vorkommen geschiebefreien Tones in den obersten Schichten des Unteren Diluviums der Umgegend von Berlin. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1881, S. 535—545.
1882. Beitrag zur Kenntnis der Rüdersdorfer Glazialerscheinungen. Ebenda f. 1882, S. 219—227.
  - Über das Vorkommen einer Süßwasserfauna im Unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow und über die geognostische Stellung der Schlickbildungen im dortigen Alluvium. Ebenda f. 1882, S. 436—441.
  - Über einige glaziale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **34**, 1882, S. 562—601.
1883. Über Glazialerscheinungen bei Gommern unweit Magdeburg. Ebenda **35**, 1883, S. 831—848.
1884. Die Süßwasserfauna und Süßwasser-Diatomeen-Flora im Unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1884, S. 260—281.
1885. Mitteilungen über das Quartär am Nordrande des Harzes. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **37**, 1885, S. 897—905.
  - Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg mit besonderer Berücksichtigung der Börde. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Preußen usw. VII, Heft 1, 1885.
  - Mitteilungen über das Alluvium der Rathenower Gegend. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1885, S. 124—132.
1886. Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Rathenow. Rathenow 1886.
  - Mitteilungen über Aufnahmen im Westhavelland sowie am Nordrande des Harzes. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Landesanstalt f. 1886, S. LXXV—LXXVI.
  - Die lößartigen Bildungen am Rande des Norddeutschen Flachlandes. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **38**, 1886, S. 353—369 (Habitationsvorlesung).
  - Über zwei conchylienführende Lößablagerungen nördlich vom Harz. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1886, S. 253—258.
1887. Anleitung zur wissenschaftlichen Bodenuntersuchung. Berlin, PAUL PAREY, 1887.
  - Bemerkungen zu dem Funde eines Geschiebes mit *Pentamerus borealis* bei Havelberg. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1887, S. 140—149.
  - Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte. Ebenda f. 1887, S. 150—163.
  - Über Pyramidalgeschiebe (Dreikanter) aus der Gegend von Rathenow und ihre Entstehung. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **39**, 1887, S. 226—227.
  - Ergebnisse eines Ausfluges durch die Uckermark und Mecklenburg-Strelitz. Mit G. BERENDT. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1887, S. 363—371.

1887. Über das Vorkommen von *Vivipara vera* VON FRAUENF. im Unteren Diluvium der Gegend von Rathenow. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 1887, S. 227—229.
  - Über die Aufnahmen in der Uckermark. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1887, S. XC—XCII.
1888. Neue Beobachtungen über die Quartärbildungen der Magdeburger Börde. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 40, 1888, S. 262—273.
  - Über die Einwirkung des vom Winde getriebenen Sandes auf die an der Oberfläche liegenden Steine. Naturwissenschaftl. Wochenschr. 1888, Nr. 19.
  - Über Aufnahmen im Uckermärkischen Arbeitsgebiete. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1888, S. CXXII—CXXIV.
1889. Die Bedeutung des baltischen Höhenrückens für die Eiszeit. Verhandl. d. VIII. Deutsch. Geographentages zu Berlin 1889, S. 134—145.
  - Beitrag zur Lößfrage. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1889, S. 328—346.
  - Beiträge zur Beurteilung der Frage nach einer einstigen Vergletscherung des Brockengebiets. Mit K. LOSSEN. Ebenda f. 1889, S. 125—131.
  - Über das Alter des Torflagers Lauenburg an der Elbe. Mit H. CREDNER und E. GEINITZ. N. Jahrb. Min. usw. II, 1889, S. 194—199.
1890. Über einen Grandrücken bei Lubasz. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1890, S. 277—288.
  - Unsere gegenwärtige Kenntnis über die Temperatur des Erdinnern. Naturwissenschaftl. Wochenschr. 1890.
1891. Bericht über den von der Geologischen Gesellschaft in Lille veranstalteten Ausflug in das Quartärgebiet des nördlichen Frankreich und des südlichen Belgien. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1891, S. 167—178.
  - Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1891.
1892. Über die Entstehung und Altersstellung des Klinger Torflagers. Sitzungsber. d. Ges. naturforschender Freunde 1892, Nr. 10.
  - Mitteilungen über das Glazialgebiet Nordamerikas. I. Die Endmoräne von Wisconsin und Pennsylvanien. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 44, 1892, S. 107—122.
1893. Über zwei neue Fundorte von Gletscherschrammen auf anstehenden Gesteinen im norddeutschen Glazialgebiete. Ebenda 45, 1893, S. 705—709.
  - Ergebnisse einer Tiefbohrung in Niederschöneweide bei Berlin. Ebenda 45, 1893, S. 288—293.
  - Über das Alter des Torflagers von Lauenburg an der Elbe. Mit H. CREDNER und E. GEINITZ. N. Jahrb. Min. usw. I, 1893, S. 33—38.
1894. Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs und Quartärs der Gegend von Buckow. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 20, 1894.
- 1894/95. Geologische Reisebilder aus den Vereinigten Staaten von Nordamerika I—V. Naturwissenschaftl. Wochenschr. 1894/95.
1896. Das Oderstromgebiet im Flachlande. Oder-Werk 1896.
  - Unsere Heimat zur Eiszeit. Berlin 1896.
  - Mitteilung über Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Gegend von Obornik in Posen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1896, S. LXXVII—LXXXV.



1896. Über Aufschlüsse im Diluvium bei Halbe. Ebenda f. 1896, S. 126—135.
1897. Die Einwirkungen des Inlandeises auf den Untergrund und die erodierende Tätigkeit der von ihm ausgehenden Schmelzwasser. Rüdersdorf. Die Kreidegruben bei Finkenwalde. Die Finkenwalder Buchheide. Buckow. (In: Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glazialgeologie in Norddeutschland. Mit G. BERENDT, K. KEILHACK und H. SCHRÖDER.) Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1897. Berlin 1898, S. 42.
  - Über heiße Quellen und Geysire. Himmel und Erde 1897.
1898. Über das Vorkommen von Glazialschrammen auf den Culmbildungen des Magdeburgischen bei Hundisburg. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1898, S. 52—65.
  - Über meine Aufnahmen in der Priegnitz. Ebenda f. 1898, S. CLXVI—CLXVIII.
  - Die agronomisch-geologische Bodenaufnahme und ihre Benutzung für den landwirtschaftlichen Betrieb. Dritter Lehrgang für landwirtschaftliche Wanderlehrer zu Eisenach 1898. Arbeiten der Deutschen Landwirtschafts-Gesellschaft, Heft 36.
  - Über die Entwicklung der Glazialgeologie im norddeutschen Flachlande. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 1898; Verhandl. d. Ges., S. 54—59. — Bericht über die Exkursion nach den Kreidegruben von Finkenwalde. Ebenda 1898; Verhandl. d. Ges., S. 152—153. — Nach Buckow. Ebenda 1898, S. 158.
1899. Mitteilung über die Quartärablagerungen in den Braunkohlentagebauen von Nachterstedt und Frose. Ebenda 1899, S. 41—42.
  - Die Ausbildung und Gliederung der Glazialbildungen des norddeutschen Flachlandes. Verhandl. d. VII. Internationalen Geographen-Kongresses 1899, S. 289—298. Berlin 1900.
  - Glazialausflüge im norddeutschen Flachlande. Mit K. KEILHACK und G. MÜLLER. Ebenda 1899.
1900. Ein geologischer Ausflug in die Lüneburger Heide auf dem Rade. Globus 1900, Nr. 12.
1901. Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 2. Auflage. Stuttgart 1901.
  - Erinnerungen an ORTO TORELL. Naturwissenschaftl. Wochenschr. 1901, Nr. 7.
  - Geologisch-agronomische Darstellung der Umgebung von Geisenheim am Rhein. Mit A. LEPPA. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 35, 1901.
  - Bemerkungen über die von E. ALTHANS beschriebenen mutmaßlichen Endmoränen eines Gletschers vom Rehorn-Gebirge und Kohlenkamme bei Liebau i. Schl. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 53, 1901, B., S. 32—34.
1902. Über die Auffindung der Paludinenbank in dem Bohrloche Carolinenhöhe bei Spandau. Ebenda 1902; Verhandl. d. Ges., S. 1—6.
  - Über das Vorkommen von Gletschertöpfen auf dem Sandstein bei Gommern unweit Magdeburg. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1902, S. 93—100.
  - Die Zeitdauer geologischer Vorgänge. Himmel und Erde 1902, S. 398—415.
1903. Anleitung zur wissenschaftlichen Bodenuntersuchung. 2. Aufl. Berlin 1903.

1903. Bemerkungen zu CRAMMERS Arbeit über das Alter, die Entstehung und Zerstörung des Salzburger Nagelfluh. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1913, Monatsber., S. 16—17.  
— Die eiszeitlichen Endmoränen am Eingange des Odertales. Naturw. Wochenschr. XVII, S. 14—141.
1904. Das Gifhorner Hochmoor bei Triangel. Naturwissenschaftl. Wochenschr. 1904, Nr. 50.  
— Die glazialen Störungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 1904, Briefl. Mitteilungen 9, S. 24—35.  
— Neue Theorien über Gebirgsbildung. Festrede, gehalten am Geburtstage Sr. Majestät am 27. Januar 1904. Programm der Kgl. Bergakademie 1904/05, S. III—XXVI.
1905. Der große Salzsee in den Vereinigten Staaten von Nordamerika. Himmel und Erde 1905, S. 433—450.  
— Gedächtnisrede auf FERDINAND Freiherrn VON RICHTHOFEN. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 1905, S. 401—416.  
— Fazettengesehiebe bei Krotoschin unweit Bartschin in Posen. Ebenda 1905, Monatsber. 12, S. 462.
1906. Zur Kritik der Interglazialbildungen in der Umgebung von Berlin. Ebenda 58, 1906, Briefl. Mitteilungen, S. 152—167.  
— Die Pfuhle oder Sölle. Naturwissenschaftl. Wochenschr. 1906, Nr. 20.  
— Über glaziale Schichtenstörungen im Diluvium und Tertiär bei Freienwalde a. d. O. und Fürstenwalde a. d. Spree. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 1906, Monatsber. 8/10, S. 242—252.
1907. Bericht über gemeinsame Begehungen der diluvialen Ablagerungen im außeralpinen Rheingebiete im April 1907. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1907, S. 462—506.  
— Der Grunewald bei Berlin, seine Geologie, Flora und Fauna. Mit P. GRAEBNER, FR. DAHL und H. POTONIÉ. Jena 1907.  
— Erscheinungsform und Wesen der Erderschütterungen. Himmel und Erde 1907, S. 241—258.  
— Die geologisch-agronomische Kartierung des norddeutschen Flachlandes. Deutsche Landwirtschaftliche Presse 1907, Nr. 48.
1909. Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. Stuttgart 1909.  
— Über eine Exkursion bei Magdeburg. Aus dem Bericht über die Begehungen der diluvialen Ablagerungen an der Saale 1908. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1909, Bd. I, S. 44—46.  
— Der Dünenzug bei Wilhelmshagen-Woltersdorf. Ebenda f. 1909, Bd. I, S. 540—548.  
— Der geologische Bau der Provinz Schlesien und die Bedeutung der geologischen Kartenaufnahme. Verhandlungsbericht des Landwirtschaftlichen Vereins Breslau 1909.
1910. Über die Entstehung des Wilhelmshagener Dünenzuges. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 1910, Monatsbericht 1, S. 61—62.  
— Die Eiszeit in Norddeutschland. Allgemein verständlich dargestellt. Berlin 1910.  
— Große erratische Blöcke im norddeutschen Flachlande. Geologische Charakterbilder, Heft 2. Berlin 1910.  
— Anzeichen für die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit im norddeutschen Flachlande. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 62, 1910, S. 268—279.

1910. Bericht über die Exkursion nach Rüdersdorf am 23. März 1910. Mit E. ZIMMERMANN. Ebenda, Briefl. Mitteilungen, S. 617—620.
  - Die Exkursion des XI. Internationalen Geologen-Kongresses nach Spitzbergen. Zeitschr. d. Gesellschaft f. Erdkunde zu Berlin 1910, S. 639—654.
1911. Die tektonischen Schichtenstörungen auf Rügen. Eine Richtigstellung. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **63**, 1911, Monatsbericht 1, S. 1—4.
  - Die Gliederung der Glazialbildungen Norddeutschlands und die Stellung des nörddeutschen Randlösses. Zeitschr. f. Gletscherkunde V, 1911, S. 321—338.
1912. Über die Entstehung der Förden Schleswig-Holsteins. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1912, Teil I, Heft 3, S. 422—436.
  - Gefährdung und Schutz geologischer Naturdenkmäler. Naturwissenschaftl. Wochenschr. 1912, Nr. 27.
  - Der Grunewald bei Berlin, seine Geologie, Flora und Fauna. Mit P. GRAEBNER, R. v. HANSTEIN und H. POTONIÉ. 2. Aufl. Jena 1912.
  - Gedächtnisrede auf FERDINAND ZIRKEL. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. **64**, 1912, Monatsber. 7, S. 353—363.
1913. Die arktische Natur Spitzbergens. Neue Wissenschaftl. Rundschau 1913, Nr. 2, S. 46—53. Berlin, Verlag von A. TETZLAFF.
  - Die Bedeutung der Geologie für die Rechtspflege. Das Recht, Rundschau für den Deutschen Juristenstand, 1913, Nr. 15 16, S. 477—494.
  - Die geologischen Landesanstalten und der geologische Schulunterricht. Aus der Natur 1913, Heft 1.
  - Die Endmoränen im norddeutschen Flachlande. Geologische Charakterbilder, Heft 19. Berlin 1913.
  - Nachruf auf G. BÜHM †, V. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 1913, S. 189.
  - — RICHARD ARMIN BALTZER †, V. Ebenda, S. 633.
  - — ANTON FRIE †, V. Ebenda, S. 635.
  - — HIPPOLYT HAAS †, V. Ebenda, S. 538.
  - — EDUARD HOLZAPFEL †, V. Ebenda, S. 347.
  - — GEORG FRIEDER. KINKELIN †. Ebenda, S. 537.
  - — K. J. V. STEENSTRUP †, V. Ebenda, S. 345.
  - Zum Gedächtnis F. J. P. VAN CALKERS, B. Ebenda, S. 355.
  - Zum Gedächtnis HERMANN CREDNERS (Mit einem Bildnis), B. Ebenda, S. 470.
1914. Anleitung zur wissenschaftlichen Bodenuntersuchung. Mit F. SCHUCHT. 3. Aufl. Berlin 1914.
  - Erläuterungen zu Blatt Rüdersdorf. Mit E. ZIMMERMANN. 3. Aufl. 1914 (Im Druck).
  - Kritische Bemerkungen zum Interglazial II und Spätglazial Norddeutschlands. Mit besonderer Berücksichtigung der diluvialen Säugetierfauna. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch. 1914, Monatsberichte. (Im Druck.)

Geologische Spezialaufnahmen 1:25000 nebst Erläuterungen:  
Anteil von Ketzin und Friedrichsfelde, Mittenwalde, Cöpenick,  
Rüdersdorf, Alt-Landsberg, Werneuchen, Rathenow, Garlitz,  
Tremmen, Haage, Ribbeck, Bamme, Podejuch, Alt-Damm, Havel-  
berg, Dedelow, Hindenburg, Boitzenburg i. U., Fürstenwerder,  
Obornik, Wargowo, Perleberg, Schilde, Straußberg, Müncheberg,  
Trebnitz, Prötzel, Möglin. — WAHNSCHAFFE bearbeitete außerdem  
folgende Erläuterungen: Freienwalde a. d. O., Wölsickendorf,  
Neu-Trebbin, Anteil von Owinsk, Anteil von Bäk, Fürstenwalde,  
Anteil von Herzberg.

Herr STREMMER spricht über die Verbreitung der  
Bodentypen in Deutschland.

Herr KEILHACK spricht über Granatdünen in Süd-  
Ceylon.

Herr KORN spricht über neue Endmoränen und Osar  
zwischen Schneidemühl und Arnswalde.

Hierauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BORNHARDT. WEISSERMEL. BÄRTLING.

---

## Briefliche Mitteilungen.

### 6. Kritische Bemerkungen zum Interglazial II und Spätglazial Norddeutschlands.

Mit besonderer Berücksichtigung der diluvialen Säugetierfauna.

Von Herrn FELIX WAHNSCHAFTE†.

Die Stellung von *Elephas primigenius* und *Rhinoceros antiquitatis* (*tichorhinus*) im norddeutschen Interglazial ist immer noch vielfach umstritten, weil Mammut und wollhaariges Nashorn sowohl als Beweise für eine Interglazialzeit gegolten haben als auch zu Zeugen für ein glaziales Klima gemacht worden sind. Während einerseits das Rixdorfer Interglazial<sup>1)</sup> mit seiner artenreichen Säugetierfauna von manchen Glazialgeologen gar nicht oder nur bedingungsweise anerkannt worden ist, wogegen ich schon früher Einspruch erhoben habe, hat es andererseits sogar die älteste interglaziale Stufe eingenommen. Diese Ansicht hat POHLIG<sup>2)</sup> auf Grund zoologisch-paläontologischer Erwägungen vertreten. In seiner Gliederung von 1887 unterscheidet er von oben nach unten:

III. Mammut-Stufe (Löß, Kaverneneluvium zumeist, oberer Geschiebelehm, Talschotter), unteres Oberplistocän.

II. Stufe des *Rhinoceros Merckii*-Typus, Mittelplistocän.

2. Antiquus-Stufe der Travertine Thüringens usw. *Rhinoc. Merckii* häufig, Mammut sehr selten, *Elephas antiquus* ganz überwiegend. Oberes Mittelplistocän.

1. Trogontherien-Stufe der älteren fluviatilen Sande und Schotter mit *Elephas trogontherii*. Unterstes Mittelplistocän.

<sup>1)</sup> F. WAHNSCHAFTE: Zur Kritik der Interglazialbildungen in der Umgegend von Berlin. Diese Zeitschr. 1906, Monatsber. 5, S. 152—167.

<sup>2)</sup> H. POHLIG: Über *Elephas trogontherii* und *Rhinoceros Merckii* von Rixdorf bei Berlin. Diese Zeitschr. 1887, S. 798—807.

B. Mosbacher Stufe, tiefere Terrassenschotter. *Hippopotamus*. *Trogontherium*. *E. antiquus*.

A. Rixdorfer Stufe, höhere Terrassen- und Plateauschotter Mitteldeutschlands. *Ovibos*. *Rhinoceros tichorhinus*. Mammut häufiger, *Rh. Merckii* sehr selten.

I. Hauptglazial-Stufe, ältere Geschiebelehme. Unterpliocän.

Danach würde die Rixdorfer Stufe als ältestes Glied mit den Mosbacher Sanden zur Trogontherienstufe des unteren Mittelpleistocäns gehören, weil in den Rixdorfer Kiesen ein Molar von *Elephas trogontherii* nachgewiesen ist. Diese Art stellt nach POHLIG einen Übergang zwischen dem pliocänen *Elephas meridionalis* und dem diluvialen *El. primigenius* dar und soll ausschließlich im Unterpleistocän und unteren Mittelpleistocän vorkommen. Gegen diese Gliederung hat sich später SCHRÖDER<sup>1)</sup> gewendet, indem er die Möglichkeit nicht für ausgeschlossen hielt, „daß die Rixdorfer Fauna nicht älter oder jünger, sondern vollständig gleichaltrig mit einer faunistisch von ihr abweichenden mitteldeutschen — etwa den Thüringer Kalktuffen — ist, daß sie eine mehr im Norden Europas verbreitete Tiergesellschaft repräsentiert, in der sich als Angehörige einer im Zentrum und Süden Europas verbreiteten Tiergesellschaft *El. antiquus*, *El. trogontherii* und *Rh. Merckii* zeitweise als Gäste einfanden. Jedenfalls ist Mosbach älter als Rixdorf.“

Dieser Auffassung wird W. SOERGEL<sup>2)</sup> in seiner 1912 erschienenen Monographie über *Elephas trogontherii* und *Elephas antiquus* insofern gerecht, als er die mittlere Mosbacher Fauna in das I. Interglazial stellt, wohin nach SAUER auch die Neckarkiese von Mauer gehören. Beide Elephasarten werden als Abkömmlinge des *Elephas meridionalis* aufgefaßt, die vom ältesten Pleistocän an gleichzeitig in Mitteleuropa gelebt haben. Da SOERGEL aber seiner Gliederung vier Glazialzeiten zugrunde legt, würde sein I. Interglazial der Günz-Mindel-Zwischeneiszeit entsprechen, wofür er jedoch keine Beweise beigebracht hat. Die Rixdorfer Fauna stellt er in ein mittleres Interglazial, wodurch sie allerdings in eine höhere Stufe kommt als bei

---

<sup>1)</sup> H. SCHRÖDER: Über *Elephas antiquus* von Rixdorf und *Elephas trogontherii* von Phöben bei Werder. Diese Zeitschr. 1895, S. 216–219.

<sup>2)</sup> W. SOERGEL: *Elephas trogontherii* POHL. und *Elephas antiquus* FALC., ihre Stammesgeschichte und ihre Bedeutung für die Gliederung des deutschen Diluviums. Paläontographica, Stuttgart 1912.

POHLIG, dagegen in eine tiefere als bei den norddeutschen Glazialisten. Er stützt diese Altersbestimmung wie POHLIG auf das Vorkommen des typischen *El. trogontherii*, der in Ablagerungen der III. (Riß-)Eiszeit durchaus fehlen soll. Die Travertine von Weimar—Taubach—Ehringsdorf weist er dem III. (Riß-Würm-)Interglazial zu, in das nach ihm auch ein Teil der Lößablagerungen mit *El. primigenius* gehört.

Diese Einreihung des Rixdorfer Säugetierhorizontes ist jedoch stratigraphisch ganz unhaltbar, denn die Rixdorfer interglazialen Kiese liegen, von Vorschüttungssanden bedeckt, zweifellos unmittelbar unter dem Oberen Geschiebemergel der Mark, der als Grundmoräne der letzten Vereisung Norddeutschlands anzusehen ist. Das habe ich schon LEVERETT gegenüber ausgeführt und zugleich darauf hingewiesen, daß der von ihm ebenfalls für ein III. Interglazial beanspruchte norddeutsche Randlöß spätglazial<sup>1)</sup> ist. Ein mittleres Interglazial zwischen unser I. und II. einzuschieben, fehlt es in Norddeutschland bisher gänzlich an wissenschaftlichen Tatsachen.

Die interglaziale Säugetierfauna von Taubach und Ehringsdorf wird jetzt auch von WÜST<sup>2)</sup> in das Riß-Würm-Interglazial gestellt, das dem norddeutschen Interglazial II entspricht. SIEGERT<sup>3)</sup>, NAUMANN und PICARD kommen dagegen zu einer anderen Altersbestimmung, indem sie die Ilmkiese im Liegenden der Travertine nach der Höhenlage als postglaziale Terrasse ansprechen. Infolgedessen soll der Kalktuff von Weimar, Ehringsdorf und Taubach in die jüngste Postglazialzeit gehören. Mit dieser Ansicht scheint mir jedoch das Vorkommen der Antiquus-Fauna mit *Rh. Merckii* und der altpaläolithischen Artefakte in den unteren Travertinen der Gegend von Weimar in auffallendem Widerspruch zu stehen.

SOERGEL will der Dreiteilung des Interglazials in Waldphase, Steppenphase, Waldphase, die WÜST aufgestellt hat, keine allgemeine, sondern nur eine lokale Bedeutung beimessen. Wald- und Steppenfaunen können in Interglazialzeiten

---

<sup>1)</sup> F. WAHNSCHAFTE: Über die Gliederung der Glazialbildungen Norddeutschlands und über die Stellung des norddeutschen Randlösses. Zeitschr. f. Gletscherkunde 1911, S. 321—338.

<sup>2)</sup> H. HAHNE und E. WÜST: Die paläolithischen Fundsichten und Funde der Gegend von Weimar. Zentralblatt f. Mineralogie usw. 1908, Nr. 7, S. 197—210.

<sup>3)</sup> L. SIEGERT, E. NAUMANN und E. PICARD: Über das Alter des Thüringischen Lösses. Zentralbl. f. Mineralogie usw. 1910, Nr. 4, S. 111. — E. NAUMANN: Beiträge zur Kenntnis des Thüringer Diluviums. Diese Zeitschr. 1912, S. 321.

sogar in benachbarten Gebieten gleichzeitig existiert haben, wie bei Mauer (typische Waldfauna mit *El. antiquus* und *Cervus elaphus*) und bei Mosbach (Fauna einer schwachbewaldeten Grassteppe mit *El. trogontherii* und Equiden). Beide Fundorte gehören dem I. Interglazial an, können aber nicht verschiedenen Phasen desselben zugeschrieben werden. Die Entwicklung führte nach SOERGEL bei *El. trogontherii* schließlich zu der ganz spezialisierten Steppenform *El. primigenius*. Den „Pariser“, der nach WÜST die interglaziale Steppenphase vertreten soll, hält SOERGEL nach seinen petrographischen Untersuchungen für eine fluviatile Einschwemmung. Hiermit stimmen auch die Ergebnisse von SIEGERT<sup>1)</sup> überein, der den Pariser als eine Travertinbank auffaßt, wie die übrigen Bänke auch. Er hat durch die mechanische Analyse in ihm Lehme und tonige Lehme nachgewiesen, aber keinen echten Löß. Das Vorherrschen des Staubgehaltes (Körner von 0,05—0,01 mm Durchmesser), das als ein wesentliches Merkmal für die typischen Lössе angesehen werden muß, beträgt bei den Bördelössen 55—72 Proz.<sup>2)</sup> Demgegenüber tritt der Gehalt an tonhaltigen feinsten Teilen und Sand sehr zurück; Körner von über 1 mm Durchmesser waren nach meinen Untersuchungen nicht vorhanden.

Eine der Rixdorfer Wirbeltierfauna sehr ähnliche Mischfauna mit gemäßigten und glazialen Elementen ist durch den Bau des Rhein-Herne-Kanals aufgeschlossen und von BÄRTLING<sup>3)</sup> und MENZEL<sup>4)</sup> untersucht worden. MENZEL hält nicht mehr daran fest, daß Mammut und wollhaariges Rhinoceros Zeugen glazialen Klimas seien, denn in echten glazialen Ablagerungen, die dicht am Eisrande entstanden sind, fehlen beide, während sie sich zur „Glazialzeit“, d. h. während der Eiszeiten, etwas weiter weg vom Eisrande, überall häufig finden. Er schließt daraus, daß sie das glaziale Klima ertragen konnten, das Eis selbst nicht. BÄRTLING und MENZEL stellen die fossilführenden Schichten des Rhein-Herne-Kanals

---

<sup>1)</sup> L. SIEGERT: Über den Pariser der Travertine von Taubach. Diese Zeitschr. 1912, Briefl. Mitteil. S., 516—522.

<sup>2)</sup> F. WAHNSCHAFFE: Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg, mit besonderer Berücksichtigung der Börde. Abhandl. z. geolog. Spezialkarte von Preußen usw., Bd. VII, H. 1, Berlin 1885, S. 28—30.

<sup>3)</sup> R. BÄRTLING: Das Diluvium des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. Diese Zeitschr. 1912, Monatsber. 3, S. 167.

<sup>4)</sup> H. MENZEL: Die Quartärf fauna des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks. (Ebenda 1912, S. 183 ff., 195 ff.)



in das II. Interglazial Norddeutschlands. Es ist daher auffällig, daß WIEGERS<sup>1)</sup> in seiner kürzlich veröffentlichten Gliederung *El. primigenius* und *Rh. antiquitatis* nicht zur Fauna der Riß-Würm-Zwischeneiszeit (= Interglazial II Norddeutschlands) rechnet, obgleich er den Rhein-Herne-Kanal beim Riß-Würm-Interglazial anführt. Da er sie in der Mindel-Riß-Zwischeneiszeit (= Interglazial I Norddeutschlands) für Hundisburg nennt, gehören sie nach ihm jedenfalls zur Interglazialfauna und müßten daher auch in der Rubrik des Interglazials II Erwähnung finden, während sie nach WIEGERS erst in der Würm-Eiszeit wieder erscheinen.

Daß Mammut und wollhaariges Rhinoceros noch während der Spätglazialzeit im Randgebiete Norddeutschlands lebten, beweist ihr Vorkommen bei Thiede. Es ist aber dabei zu beachten, daß sie in der arktischen Nagetierschicht, die nach NEHRING die unterste Stufe im dortigen Diluvium einnimmt, nicht gefunden sind. Ich habe mich darüber in der „Gliederung der Glazialbildungen Norddeutschlands“<sup>2)</sup> folgendermaßen geäußert: „Interessant erscheint mir auch, daß nach NEHRING die meisten Reste von *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus* zusammen mit Löwe und Riesenhirsch bei Thiede in der oberen Hälfte der Stufe der Steppenfauna gefunden worden sind und in den tiefsten Teilen der Ablagerungen, also in der Stufe mit rein arktischer Fauna, fehlen. Wenn wir für die Steppenfauna ein jungglaziales<sup>3)</sup> Alter annehmen, wofür auch archäologische Gründe zu sprechen scheinen, dann muß das Vorkommen dieser großen diluvialen Säugetiere bei Thiede so erklärt werden, daß sie das Maximum der letzten Vereisung in eisfreien Gegenden überdauerten, beim Zurückschmelzen des Eises aber wieder vordrangen und erst während der Steppenzeit ausstarben.“

Die arktische Nagetierschicht von Thiede ist von KOKEN<sup>4)</sup> wegen des Überwiegens von *Myodes obensis* als untere aufgefaßt worden und gehört somit noch dem Höhepunkt der letzten Vereisung an. Für diese Bestimmung als untere Nagetierschicht spricht m. E. auch der Umstand, daß hier *El. primigenius* und

<sup>1)</sup> F. WIEGERS: Die geologischen Grundlagen für die Chronologie des Diluvialmenschen. Diese Zeitschr. 1912, Monatsber. 12, Chronologische Übersicht II, S. 605.

<sup>2)</sup> Zeitschr. f. Gletscherkunde 1911, S. 333–334.

<sup>3)</sup> Im Vergleich zu der etwas älteren arktischen Nagetierfauna ein spätglaziales Alter. Jungglazial ist der weitere Begriff, der das Spätglazial mitumfaßt.

<sup>4)</sup> E. KOKEN: Diluvialstudien. N. Jahrb. Min. usw. 1909, Bd. II, S. 74.

*Rh. antiquitatis* über der arktischen Fauna noch ziemlich häufig vorkommen. Während des nochmaligen Kälterückfalles des Bülstadiums, der nach E. KOKEN und R. R. SCHMIDT durch die obere Nagetierschicht charakterisiert ist, verschwinden sie allmählich und sind am Ende des Bülstadiums, im Hoch-Magdalénien, nicht mehr vorhanden.

Die Auffassung KOKENS<sup>1)</sup>, daß Funde größerer Säugetierknochen bei Thiede aus den oxydierten interglazialen Kiesen und Sanden entnommen sein könnten, die den Gipsberg umrahmen und nachträglich in die Gipsschlote eingedrungen sein sollen, halte ich für sehr unwahrscheinlich, weil in diesem Falle interglaziale Schichten auf jungglazialen liegen würden, ohne daß dafür eine zureichende Erklärung gegeben werden kann. KOKEN selbst ist der Ansicht, daß die geschichteten sandigen Lagen mit Lemmingfauna in der Tiefe der Gipsschlote weit jünger sind als die angelagerten Kiese der Umgebung, aus denen er nur Reste von *Equus* erhalten hat. Dazu kommt noch, daß der hangende Geschiebemergel, den er als letztes Glazial auffaßte, nach dem jetzigen Stande der geologischen Spezialaufnahmen der zweiten Vereisung Norddeutschlands zuzurechnen ist<sup>2)</sup>. Nach meinen Beobachtungen im Jahre 1910 enthielt er an der oberen NO—SW-Wand des Gipsbruches von ROEVER viele Feuersteine und geschrammte Muschelkalkgeschiebe. Daß dagegen die Ablagerungen der Steppenstufe mit Mammut und wollhaarigem Nashorn aus lößartigem Diluvium bestanden, wie NEHRING wiederholt betont hat, davon habe ich mich 1886 an Ort und Stelle überzeugt. Die lehmige Ausfüllungsmasse der Gipsschlote war allerdings viel ungleichmäßiger ausgebildet als der typische Bördelöß, machte aber gleichwohl den Eindruck einer lößartigen Gehängebildung. (Diese Zeitschr. 1888, S. 271.)

Als Beweis für das höhere Alter des Geschiebemergels im Liegenden des Bördelösses wird jetzt von SCHMIERER und WIEGERS die starke Denudation seiner Oberfläche angeführt, die so groß sein kann, daß als letzter Rest dieser Grundmoräne nur noch die von mir beschriebene Steinsohle des Lösses übriggeblieben ist. (Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg usw., S. 38—40, 64—65.) Diese

---

<sup>1)</sup> Die diluviale Vorzeit Deutschlands von R. R. SCHMIDT. Unter Mitwirkung von E. KOKEN und A. SCHLIZ. Stuttgart 1912. S. 218.

<sup>2)</sup> Diese Altersbestimmung führt zu der Annahme, daß die tiefen Gipsschlote bei Thiede schon in der letzten Interglazialzeit entstanden sind und seit Beginn der Jungglazialzeit allmählich ausgefüllt wurden.

Denudation wird von SCHMIERER<sup>1)</sup> in die II. Interglazialzeit verlegt, die nach ihm ein ozeanisches Klima mit regelmäßigen und reichlichen Niederschlägen gehabt hat, während ich seinerzeit die Schmelzwasser des zurückweichenden letzten Inland-eises für die Abtragung in Anspruch nahm. Obgleich ich nun keineswegs abgenseigt bin, für die beiden im Liegenden des Bördelösses von mir nachgewiesenen Grundmoränen<sup>2)</sup> ein höheres Alter als bisher anzunehmen, möchte ich doch in bezug auf die Entstehung der Steinsohle darauf hinweisen, daß auch noch bei Beginn der Steppenzeit im Randgebiete der letzten Vereisung stark denudierende Kräfte anderer Art wirksam gewesen sein müssen. Die Steinsohle an der Basis des Lösses enthält vorwiegend kleinere und größere nordische Blöcke, auch einheimische Grauwackegeschiebe, bis zu 0,5 m Durchmesser und darüber. Wie meine späteren Untersuchungen ergeben haben, sind viele von ihnen als Kantengeschiebe<sup>3)</sup> ausgebildet und lassen deutlich erkennen, daß sie durch windgetriebenen Sand abgeschliffen worden sind. Daneben finden sich auch vollkommen eckige und scharfkantige Bruchstücke geborstener Geschiebe, die einst an der Oberfläche gelegen haben und den Einflüssen der Insolation unterworfen gewesen sind. Offenbar ist die Grundmoräne noch in jungglazialer Zeit einer mächtigen Ausblasung durch starke (östliche) Winde in einem kalten steppenartigen Klima ausgesetzt gewesen, worauf die zahlreichen Kantengeschiebe hinweisen. Ich halte es allerdings nicht für möglich, daß durch den staubfeinen Löß die Abschleifung erfolgt ist; aber die Dreikanter der Steinsohle zeigen eine ehemalige Oberfläche an, über die gewaltige Stürme hinweggegangen sein müssen, wobei der Sand völlig fortgeblasen wurde, während sich aus dem feinen aufgewirbelten Staube erst nachher der Löß absetzen konnte.

---

<sup>1)</sup> TH. SCHMIERER: Über fossilführende Interglazialbildungen bei Oschersleben und Ummendorf (Prov. Sachsen) und über die Gliederung des Magdeburg-Braunschweigischen Diluviums im allgemeinen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1912, Teil II, H. 2, S. 400—402.

<sup>2)</sup> F. WAHNSCHAFFE: Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg usw. Spezialgliederung, S. 103. — Neue Beobachtungen über die Quartärbildungen der Magdeburger Börde. Diese Zeitschr. 1888, S. 269. — Die Quartärablagerungen in den Braunkohlentagebauen von Nachterstedt und Frose. Diese Zeitschr. 1899, April-Sitzung, S. 41—42.

<sup>3)</sup> F. WAHNSCHAFFE: Über eine Exkursion bei Magdeburg 1908. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1909, S. 45. — Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. 1909, S. 234—235.

WIEGERS<sup>1)</sup>, der in seinem Aufsatz über „die geologischen Grundlagen für die Chronologie des Diluvialmenschen“ die glaziale Entstehung des Lösses vertritt und die interglaziale ablehnt, hat die Auffassung vom spätglazialen Alter des Lösses und der ihm äquivalenten Kulturen ganz unbeachtet gelassen. Infolgedessen gibt seine zweite Rubrik in der chronologischen Übersicht I die Ansicht SCHMIDTS<sup>2)</sup> nicht richtig wieder, da dieser Aurignacien und Solutréen nicht in die Postglazialzeit, sondern in die Achenschwankung, das Früh- und Hoch-Magdalénien in das Bühlstadium und erst das Spät-Magdalénien, in dem die hochnordischen Bewohner (Halsbandlemming und Renntier) mehr und mehr den Tieren des Waldes Platz machen, in das Postglazial stellt. SCHMIDTS chronologische Gliederung des Jungpalaeolithicums beruht auf der geologischen Bedeutung der beiden arktischen Nagetierschichten, die WIEGERS<sup>3)</sup> anzweifelt. Er ist sogar der Ansicht, daß bei Thiede keine ausgesprochene Nagetierschicht vorliegt, d. h. keine so ausgesprochene wie in den Höhlen. Aber jedenfalls ist eine arktische Nagetierfauna unter der Steppenstufe durch NEHRINGS jahrelange Untersuchungen bei Thiede sicher nachgewiesen und nicht mehr zu leugnen. Ihre Fundschicht bestand nicht aus einem unteren Löß, wie WIEGERS<sup>4)</sup> früher vermutet hat, sondern nach NEHRING aus sandig-lehmigen, meist dünn geschichteten Ablagerungen mit kleinen Steinen. Auch KOKEN nennt sie sehr deutlich geschichtete, sandige und lehmige Ablagerungen; sie nehmen das unterste Niveau in den Gipsschlotten ein, und ich habe sie dort 1886 mit eingelagerten, 10 cm mächtigen Bänkchen von Bänderton und von Holzkohlestückchen durchspickt beobachten können.

Wie die diluviale Fauna von Thiede, so ist auch die von Westeregeln eine jung- bis spätglaziale. Ich kann daher nicht mit R. HERMANN<sup>5)</sup> übereinstimmen, wenn er die

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 1912, Monatsber. 12, S. 604.

<sup>2)</sup> R. R. SCHMIDT: Die paläolithischen Kulturen und die Klimaschwankungen in Deutschland nach dem Maximum der letzten Eiszeit. Korrespondenzbl. d. Deutsch. Ges. f. Anthropologie usw. 1910, Nr. 9—12. — Die diluviale Vorzeit Deutschlands, Gliederungs-Tabelle.

<sup>3)</sup> F. WIEGERS: Über das Alter des Menschen in Deutschland. Diese Zeitschr. 1913, November-Sitzung, S. 451 ff.

<sup>4)</sup> F. WIEGERS: Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands und ihre Beziehungen zum Alter des Lösses. Prähistorische Zeitschr. 1909, I. Band, 1. Heft, S. 25—26.

<sup>5)</sup> R. HERMANN: *Rhinoceros Merckii* JÄGER im Diluvium Westpreußens und seine Beziehungen zur norddeutschen Diluvialfauna. Diese Zeitschr. 1911, Monatsber. 1, S. 13—33.

Fauna von Westeregeln zum Vergleich mit interglazialen Faunen (Rixdorf, Taubach, Gruppe und Menthen in Westpr.) heranzieht. Er tut dies auf Grund von *Rhinoceros-Merckii*-Resten, die bei Westeregeln gefunden sein sollen. Nun hat aber POHLIG schon 1887 darauf hingewiesen, daß die Bestimmung dieses alten Fundes höchst unsicher sei, weil sie sich nur auf ein Mandibelfragment und einen Metatarsal des Münchener Museums stützt und durch keine späteren Funde bestätigt werden konnte. NEHRING<sup>1)</sup> selbst hat zu dem angeblichen Vorkommen von *Rh. Merckii* bei Westeregeln (oder Egel) eine schwankende Haltung eingenommen; sehr ablehnend hat er sich 1888 geäußert. Auch ich habe wiederholt darauf aufmerksam gemacht, daß das interglaziale Alter der Fauna von Westeregeln nicht auf *Rh. Merckii* begründet werden kann<sup>2)</sup>. Da aber HERMANN<sup>3)</sup> in seiner Abhandlung auf diesen Einwand nicht eingegangen ist, sehe ich mich veranlaßt, hier nochmals darauf hinzuweisen. Auch bei Thiede, das nahezu dieselbe Fauna wie Westeregeln ergeben hat, ist *Rh. Merckii* nicht gefunden worden, während *Rh. antiquitatis* als häufig bezeichnet werden kann.

Nach den bisherigen Forschungsergebnissen ist es sehr unwahrscheinlich, daß *E. antiquus* und *Rh. Merckii* das letzte Interglazial in Deutschland überlebt haben sollten. Ihr Vorkommen im Rabutzer Beckenton hat SIEGERT<sup>4)</sup> daher mit Recht als Interglazial II gedeutet. Da nach ihm die Knochen wahrscheinlich älter sind als der Ton selbst, kann dieser immerhin als interstadiale Bildung gedeutet werden, während die Säugetierreste dem letzten Interglazial entstammen, weil diese ausgesprochen interglaziale Fauna nicht am Rande des Inlandeises gelebt haben kann, wie KOKEN<sup>5)</sup> zuletzt anzunehmen geneigt war.

Während HERMANN die Fauna von Westeregeln wegen des angeblichen *Rh. Merckii*-Fundes als interglaziale behandelt

---

<sup>1)</sup> Sitzungsbericht d. Ges. Naturforsch. Freunde 1888, Nr. 3, S. 40.

<sup>2)</sup> Neue Beobachtungen über die Quartärbildungen der Magerburger Börde. Diese Zeitschr. 1888, S. 271—272. — Über die Gliederung der Glazialbildungen Norddeutschlands usw. Zeitschr. f. Gletscherkunde 1911, S. 335, Anm. 2.

<sup>3)</sup> R. HERMANN: Die Rhinocerosarten des westpreußischen Diluviums. Schriften der Naturforsch. Ges. in Danzig 1913, N. F. XIII, 3. und 4. Heft.

<sup>4)</sup> L. SIEGERT und W. WEISSERMEL: Das Diluvium zwischen Halle a. d. S. und Weißenfels. Abhandl. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 60, Berlin 1911.

<sup>5)</sup> Die diluviale Vorzeit Deutschlands, S. 216.

hat, möchte er neuerdings den westpreußischen Funden von *Rh. Merckii*<sup>1)</sup> ein spätglaziales Alter zuschreiben, weil sie bei Gruppe in Terrassenkiesen liegen, die nach P. SONNTAG<sup>2)</sup> dem Spätglazial angehören. Letzterer unterscheidet im unteren Weichseltal drei Terrassen in Höhen von 65—75 m, 40 m und 17 m. Der obersten Terrasse, die ausschließlich in der Graudenzer Gegend entwickelt ist und nach Norden keine Fortsetzung findet, gehört die Kiesgrube von Gruppe an. Die Fauna von Menthen bei Christburg nahe der ostpreußischen Grenze hat keine unmittelbaren Beziehungen zum Weichseltal, sondern liegt in einem Kieslager an der Sorge etwa 47—50 m über NN. Von hier aus verlaufen nach SONNTAG Schmelzwassertäler in westsüdwestlicher Richtung nach der Weichsel zu. Es ist aber m. E. nicht notwendig, diese diluvialen Faunen mit *Rh. Merckii* wegen ihrer verschiedenen Höhenlage verschiedenen Rückzugsphasen des Inlandeises zuzuweisen, wie es HERMANN, der SONNTAGSchen Chronologie folgend, jetzt tut. Ich halte sie für letztes Interglazial, da mir das Vorkommen von *Rh. Merckii* die Nähe des Inlandeises auszuschließen scheint. Außerdem glaube ich annehmen zu können, daß der obere Geschiebemergel die Kiesablagerungen von Gruppe ursprünglich bedeckt hat und erst nachträglich während der Tal- und Terrassenbildung zerstört worden ist, wobei die meist guterhaltenen Fossilreste der Kiese nur wenig umgelagert zu sein scheinen.

Zum Teil anders, wenn auch in mancher Hinsicht ähnlich, liegen die Verhältnisse im Warthetal bei Obornik<sup>3)</sup>. Ich habe dort drei diluviale Terrassen unterschieden: die höchste, zwischen 75—62 m gelegen, besteht meist aus Talkies oder kiesigem Sand, die mittlere in 65—55 m Höhe ist ebenfalls kiesig ausgebildet, die unterste, 55—50 m hoch, besteht aus mittelkörnigem Talsand. In den Kiesgruben der Mittelterrasse, die eine mittlere Höhe von 60 m über NN. einnimmt, sind mehrfach Knochenreste fossiler Säugetiere aufgefunden (*El. primigenius*, *Rh. antiquitatis*, *Bison priscus*, *Cervus tarandus*, *Cervus euryceros*, *Equus caballus*). Diese Fossilreste zeigen meist eine derartige Abrollung, daß an ein

<sup>1)</sup> R. HERMANN: Die Rhinocerosarten des westpreußischen Diluviums, S. 164.

<sup>2)</sup> P. SONNTAG: Die Urstromtäler des unteren Weichselgebietes. Schriften der Naturforsch. Ges. in Danzig, N. F. XIII, 3. und 4. Heft.

<sup>3)</sup> F. WAHNSCHAFTE: Mitteilung über Ergebnisse der Aufnahmen in der Gegend von Obornik in Posen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1896, S. LXXVII—LXXXV. — Erläuterungen zu Blatt Obornik.

Vorkommen auf primärer Lagerstätte nicht gedacht werden kann. Wahrscheinlich stammen sie aus den zerstörten interglazialen Sand- und Kiesschichten, die in der Umgebung Posens vielfach Knochenreste von den genannten Tieren geliefert haben. Es ist bemerkenswert, daß auch von Menschenhand bearbeitete Knochen in den Kiesgruben bei Obornik gefunden sind.

In demselben Niveau sind jetzt bei Obornik neue Funde pliocäner und diluvialer Conchylien gemacht worden, über die W. WOLFF<sup>1)</sup> kürzlich berichtet hat. Er möchte diese sehr gemischte Conchylienfauna, von der die meisten Arten offenbar erratischen Ursprungs sind, wegen des Vorkommens von *Corbicula fluminalis* dem älteren Interglazial zurechnen. Daß *Paludina diluviana*<sup>2)</sup> hier noch nicht primär nachgewiesen ist, habe ich schon 1906 ausgeführt. Ich kann mich daher der Ansicht WOLFFs nicht anschließen, daß wir es hier mit dem älteren Interglazial Norddeutschlands zu tun haben. Ein ursprüngliches Interglazial II mit rein diluvialer Süßwasserfauna kommt auf den Meßtischblättern Posen, Owinsk, Schwersenz usw. im Diluvialsande unter dem oberen Geschiebemergel vor, und aus diesem Niveau stammen auch die Reste der diluvialen Säugetierfauna, die im Posener Provinzialmuseum und im Polnischen Museum aufbewahrt werden. *Paludina diluviana*, die erratisch zuweilen ziemlich häufig ist, kann nur dann als primär gelten, wenn sie als Paludinen-schicht auftritt, wie in der Mark Brandenburg und in Westpreußen<sup>3)</sup>, wo sie MAAS in Tiefbohrungen nachgewiesen hat. Hier liegt meines Erachtens ein sicheres Interglazial I vor.

Mit meiner Auffassung von der spätglazialen Stellung des norddeutschen Randlösses, an der ich auf Grund meiner Studien von jeher festgehalten habe, stimmt auch R. R. SCHMIDT<sup>4)</sup> in der chronologischen Zusammenfassung seines großen archäologischen Werkes überein. Er knüpft dabei an meine Ausführungen in der Zeitschrift für Gletscherkunde an, daß ein junges Stadium der letzten Vereisung in den baltischen Rückzugsmoränen zu sehen ist, die den norddeutschen Glazialgeologen von jeher als Beweis gegolten haben, daß das letzte Inlandeis auf dem baltischen Höhenrücken längere Zeit stationär war. Da die mehrfachen Endmoränenstaffeln nördlich des Thorn-Eberswalder Urstromtales einen langen Stillstand des

<sup>1)</sup> Diese Zeitschr. 1913, Monatsber. 4, S. 208—210.

<sup>2)</sup> Diese Zeitschr. 1906, Monatsber. 5, S. 157, Anm. 1.

<sup>3)</sup> W. WOLFF: Die geologische Entwicklung Westpreußens. Schriften der Naturforsch. Ges. in Danzig, N. F. XIII, 3. und 4. Heft, S. 81—82.

<sup>4)</sup> R. R. SCHMIDT: Die diluviale Vorzeit Deutschlands, S. 261.

Eisrandes in diesem Gebiete anzeigen, so können wir nach meiner Ansicht von einem baltischen Rückzugsstadium<sup>1)</sup> der letzten Vereisung in Norddeutschland sprechen und es mit dem Bühlstadium PENCKS und BRÜCKNERS parallelisieren. Ich möchte daher das alpine Bühlstadium nicht der Yoldiazeit des Ostseegebietes gleichstellen, wie WIEGERS will. Das norddeutsche Spätglazial umfaßt die Achenschwankung und das Bühlstadium, während die Yoldiazeit erst dem alpinen Gschnitzstadium, in Norddeutschland der Dryaszeit entsprechen würde. Wenn GAGEL<sup>2)</sup> in einem soeben erschienenen Aufsätze sagt: die erste (Günz-) Eiszeit der Alpen ist in Norddeutschland nicht vorhanden, ebensowenig das postglaziale Bühlstadium! so kann ich dem ersten Teil dieses Satzes völlig zustimmen, dem zweiten jedoch nicht; denn das Bühlstadium ist nicht postglazial, sondern spätglazial (postwürm) und läßt sich mit dem spätglazialen baltischen Rückzugsstadium sehr wohl parallelisieren. Als postglazial (postbühl) sind nach PENCK<sup>3)</sup> und BRÜCKNER das Gschnitz- und Daunstadium anzusehen und von R. R. SCHMIDT<sup>4)</sup> mit der *Yoldia*- und *Ancylus*-Zeit gleichgestellt. Auch KOKEN<sup>5)</sup> meint folgern zu können, „daß der Bühlvorstoß des alpinen Gebietes nicht zeitlich zusammenfallen kann mit der Zeit, in der die norwegischen Ra-Moränen gebildet wurden, sondern daß er in einem der Moränenbögen, die Norddeutschland durchziehen, sein Äquivalent findet. Die Dryastone mit ihren Zwergweiden sind im allgemeinen jünger als die baltische Endmoräne und gleichaltrig mit dem Yoldia-meer, das im südlichen Norwegen das skandinavische Eis unmittelbar berührte. Bis dorthin, wo die als Ra bekannten Endmoränen die Küsten säumen, hatte sich das Eis damals schon zurückgezogen.“ Diese Ansicht deckt sich mit meiner Auffassung von der chronologischen Bedeutung der baltischen Endmoränen. Auch GUNNAR ANDERSSON<sup>6)</sup> ist nicht abgeneigt, die mittelschwedischen Endmoränen mit dem Gschnitzstadium zu parallelisieren.

<sup>1)</sup> Vgl. auch F. WAHNSCHAFTE: Die Endmoränen im norddeutschen Flachlande. Geolog. Charakterbilder, Heft 19. Mit 1 Karte der Endmoränen und Urstromtäler. Berlin 1913.

<sup>2)</sup> C. GAGEL: Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit. Geol. Rundschau 1913, Heft 5 u. 6, S. 419.

<sup>3)</sup> A. PENCK und E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909, II, S. 716.

<sup>4)</sup> Die diluviale Vorzeit Deutschlands, S. 264.

<sup>5)</sup> Ebenda, S. 213.

<sup>6)</sup> G. ANDERSSON: Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. 11. Internationaler Geologen-Kongreß. Stockholm 1910, S. XXIV, Anm. 2.



## 7. *Paludina (Vivipara) diluviana* KUNTH aus dem älteren Interglazial des Niederrheins.

VON HERRN PAUL GUSTAF KRAUSE.

Berlin, den 20. Januar 1914.

Ein belangreicher Fund zweier Paludinen wurde mir im vergangenen Herbst zur Bestimmung übergeben. Ich verdanke ihn Herrn Mittelschullehrer A. STEEGER in Krefeld, der sich schon mehrfach mit Erfolg um die Geologie seines Heimatgebietes verdient gemacht hat. Rührt doch von ihm u. a. die Entdeckung der Conchylienfauna am Tönisberg<sup>1)</sup>, die eine wertvolle Ergänzung meiner Funde in der Mörser Gegend bildete, her, die dann in der Literatur mehrfach verwertet worden ist.

Was zunächst den Fundort der beiden Schnecken angeht, so stammen sie aus dem hier ungemein kalkreichen Feinsand vom Örmter Berg, dem nördlichsten Punkt des geschlossenen Endmoränenbogens, der zugleich die ungefähre Außengrenze der Inlandeisverbreitung bezeichnet.

Von dieser Stelle hatte ich bereits früher gelegentlich des Eisenbahnbaues den Ton und Feinsand des älteren Interglazials mit *Bithynia tentaculata* feststellen können.

Da die beiden neuen Funde von Herrn STEEGER zweien, noch nicht völlig ausgewachsenen Individuen angehörten, ein kleineres und ein größeres Exemplar, so wartete ich mit der Bestimmung bis zu meiner Rückkehr nach Berlin, um erst an der Hand von Vergleichsmaterial Sicherheit darüber zu gewinnen. Der Vergleich mit einer größeren Anzahl verschiedener Formen und Altersstadien der *Vivipara diluviana* von Glindow ergab sehr bald individuell genau übereinstimmende Exemplare, was sich übrigens auch noch weiter einwandfrei an ganz frischen, von ursprünglicher Lagerstätte stammenden Gehäusen aus Berliner Bohrungen bestätigte.

Was die Schalenerhaltung der Paludinen vom Örmter Berg betrifft, so ist sie die gleiche wie die der übrigen aus dem Gebiete beschriebenen Conchylien dieser Stufe.

Noch während der Niederschrift dieser Zeilen erhielt ich von Herrn STEEGER drei weitere Exemplare dieser Schnecke

---

<sup>1)</sup> A. STEEGER: Der geologische Aufbau und die Entstehung des Hülsberges (Mitt. Naturwiss. Mus. Krefeld), S. 19. Krefeld 1913.

von derselben Fundstelle. Es sind 2 größere, allerdings nur die Schlußwindung umfassende Stücke, und ein kleineres, vollständigeres, das dem früheren in seinem Typus gleicht.

Dieser Fund hat deswegen eine besondere Bedeutung, weil *Paludina diluviana*, wie bekannt, im ostelbischen Diluvium ein Leitfossil des älteren Interglazials ist. Somit erfährt also die Liste der niederrheinischen Interglazialfauna nicht nur eine Erweiterung, sondern es erwächst daraus auch noch eine weitere Bestätigung der von mir vertretenen Ansicht, daß es sich in diesen Ablagerungen um solche der älteren Interglazialzeit handelt<sup>1)</sup>.

*Valvata naticina*, die im Berliner Gebiet gewöhnliche Begleiterin der *Paludina diluviana*, war schon aus gleichaltrigen Schichten vom Tönisberg durch Herrn STEEGERS älteren Fund bekannt. Er hat sie aber später auch bei Örmten bereits 1910 aufgefunden, wo sie in einem mehr tonigen Feinsand lag.

Dieser Paludinenfund vom Örmter Berg veranlaßte mich, meine vor einigen Jahren bei einem günstigen Wasserstand im Ton von Tegelen aufgesammelten, aber noch nicht weiter bearbeiteten Conchylien wieder durchzusehen, da ich mich ähnlicher Formen daraus erinnerte. Und in der Tat ergab sich nun beim vorsichtigen Freilegen der betreffenden Stücke, daß auch hier *Paludina diluviana* vorhanden ist. Leider ist der Erhaltungszustand der Schalen infolge Kalzinierung sehr ungünstig, so daß es nur vereinzelt gelingt, bestimmbare Exemplare heil zu gewinnen. Ich konnte unter meinem Material bisher bereits 5 Exemplare feststellen, die allerdings sämtlich noch nicht ausgewachsen sind, aber leicht mit entsprechenden Jugendexemplaren aus dem Berliner Paludinen-Horizont identifiziert werden können.

Herr MENZEL, dem ich die Stücke zeigte, fand auch unter seinem Material von Tegelen, das er durch Herrn TESCH erhalten hatte, ein weiteres Exemplar unserer Schnecke auf.

Von Belang ist dabei, daß diese Schnecken nebst anderen Conchylien in Tegelen sich in einer tieferen, gewöhnlich unter Wasser stehenden Zone des Tegelen-Tones finden, die sich durch einen im trockenen Zustand mausgrauen, schwachsandigen und faulschlammartigen Ton auszeichnet und etwa bis 1 m über der tiefsten Grubensohle liegt und zugleich das Liegendste bildet.

---

<sup>1)</sup> P. G. KRAUSE: Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Niederrheins. (Jahrb. Geol. Landesanstalt, Bd. XXX, Teil I. Berlin 1909.

Die Paludinen vom Örmter Berg gehören dem niedrigeren, mehr kegelförmigen Typus an, den NEUMAYR<sup>1)</sup> wohl als var. *crassa* bezeichnet hat. In dieselbe Formenreihe ordnen sich auch die Tegelner Stücke ein; sie haben nur ein wenig tiefere Nähte, nähern sich also dadurch etwas dem anderen Typus var. *gracilis*, zu dem hin ja schon NEUMAYR alle möglichen Übergänge hervorhebt.

Aus der durch Herrn A. STEEGER bei Tönisberg aufgefundenen Fauna hatte E. WÜST seinerzeit mit einem Fragezeichen „*Vivipara? diluviana*“ angemerkt<sup>2)</sup>. Diese unsichere Vermutung über das Auftreten dieser Art im Niederrheingebiet wird nunmehr durch unsere Funde beseitigt.

Ganz kürzlich hat sich *Pal. diluviana* auch unter den Mosbacher Conchylien gefunden, wie ich aus einer freundlichen Mitteilung von meinem Kollegen MENZEL erfahre, der die alten Bestände der KARL KOCHschen Sammlung in der Geologischen Landesanstalt in Berlin daraufhin durchgesehen hat. KOCH<sup>3)</sup> selbst hatte schon seinerzeit das Vorkommen der Art in Mosbach vermutet, indem er (a. a. O., S. 44) schreibt: „ebenso das von *Paludina fasciata*, wenn diese nicht zu *P. diluviana* gehört“.

Nicht unwichtig ist es, daß auch bei Mosbach wieder die *Valvata naticina* auftritt und als häufig dort bereits bekannt war.

Das Vorkommen der *Paludina diluviana* auch in Tegelen zeigt also eine weitere faunistische Übereinstimmung zwischen dem Tegelen-Horizont<sup>4)</sup> und den entsprechenden Ablagerungen der nördlichen Rheinprovinz sowie mit Mosbach.

Während *Paludina diluviana* also von Tegelen noch nicht bekannt war, führt sie dagegen RUTTEN<sup>5)</sup> aus den Tonen des Herikerberges bei Markelo an, die er daraufhin wie vor ihm

---

<sup>1)</sup> NEUMAYR: Über *Paludina diluviana* KUNTH. Diese Zeitschr. 1887, 39, S. 603, Taf. 27.

<sup>2)</sup> WUNSTORF und FLIEGEL: Die Geologie des Niederrhein. Tieflandes, S. 126.

<sup>3)</sup> K. KOCH: Erläuterungen zu Blatt Wiesbaden. Berlin 1880.

<sup>4)</sup> Anmerkung: Zu den wenigen bisher aus dem Tegelen-Ton bestimmten Conchylien kann ich eine neue nicht unwichtige Art fügen. Es ist dies die *Helix (Tachea) tonnensis* SANDB., deren Bestimmung ich Herrn H. MENZEL verdanke. Diese Form ist bisher meines Wissens nur aus dem jüngeren Interglazial bekannt und würde hier im Interglazial I des Westens nun auf eine Einwanderung aus Südwest hindeuten.

<sup>5)</sup> L. M. R. RUTTEN: Die diluvialen Säugetiere der Niederlande. Berlin 1909, S. 106.

LORIÉ für diluvial erklärt. Ebenso hat HUFFNAGEL<sup>1)</sup> diese Form in dem Ton des Needeschen Berges aufgefunden. Ich selbst habe sie ebenfalls an diesen beiden Fundorten in mehreren Exemplaren gesammelt. Mit ihnen zusammen kommt unter meinem Material, worauf mich Kollege MENZEL freundlichst aufmerksam machte, die gleiche, der *V. naticina* (MKE.) sehr nahestehende *Valvata*-Form vor, die sich auch in dem Berliner Paludinen-Horizont findet, die sich aber von genannter Art durch spitzeres Gewinde unterscheidet.

An beiden Fundorten habe ich ferner die *Bithynia tentaculata*, am Herikerberg sogar ziemlich häufig (Deckel), feststellen können.

Diese Funde im Verein mit der sonstigen bisher bekannt gewordenen Wirbeltierfauna aus diesen Tonen und die Lagerungsverhältnisse unter der Hauptterrasse rechtfertigen die auch schon von G. FLIEGEL<sup>2)</sup> ausgesprochene Vermutung, daß diese Tone mit denen von Tegelen gleichaltrig sind. In einer in Vorbereitung befindlichen Arbeit werde ich auf diese Frage zurückkommen.

Auch für unsere Kenntnis über die Verbreitung der *Paludina diluviana* sind diese beiden neuen Vorkommen vom Niederrhein und Tegelen nicht unwichtig.

Wir kannten sie bisher in Norddeutschland eigentlich nur im ostelbischen Anteil von Ostpreußen bis in die Provinz Sachsen. Nun wird durch die Funde am Niederrhein ihr Vorkommen auch im Westen des norddeutschen Flachlandes erwiesen und damit zugleich eine Brücke nach Holland und England geschlagen. Denn auch in England kommt nach den Untersuchungen von A. S. KENNARD<sup>3)</sup> und B. B. WOODWARD, auf die BRUSINA<sup>4)</sup> aufmerksam macht, die *Paludina diluviana* fossil bei Clacton und Iwanscomb in Essex vor, sie ging bisher nur fälschlich unter dem Namen *Vivipara clactonensis* S. V. WOOD.

E. WÜST hat sie gelegentlich mit unserer *diluviana* identifiziert und damit eine Vermutung von WOOD bestätigt.

---

<sup>1)</sup> P. HUFFNAGEL: Opmerkingen naar aanleiding van J. V. BAREN's Morfologische Bouw enz. (Tijdschrift K. N. Aardrijks. Genootschap II. Reihc, Deel 18, 1911, S. 72.)

<sup>2)</sup> WUNSTORF und FLIEGEL: Die Geologie des Niederrhein. Tieflandes, S. 128.

<sup>3)</sup> A. S. KENNARD und B. B. WOODWARD: On the specific identity of *Vivipara diluviana* KUNTH and *Vivipara clactonensis* S. V. WOOD. (Proceedings Malacolog. Soc., Bd. 6, 1904.)

<sup>4)</sup> BRUSINA: Über *Vivipara diluviana* KUNTH. (Nachrichtsbl. Deutsch. Malakozool. Ges., Bd. 39, 1907, S. 45.)

Gleichfalls damit ist auch wohl *Pal. gibba* SANDB.<sup>1)</sup> zu vereinigen, die (a. a. O., S. 97) von West-Runton angegeben wird.

Die *Paludina diluviana* gewinnt damit eine bereits heute außerordentlich weitgehende Verbreitung im älteren Diluvium, denn sie ist auch auf der anderen Seite von Deutschland wieder im südlichen Rußland aufgefunden worden. So erwähnt sie ARMASCHESKY<sup>2)</sup> bereits aus dem Gouvernment Poltawa, während M. PAVLOW<sup>3)</sup> diese Art von Tiraspolj bei Odessa aufführt.

In diesem Zusammenhang sei noch darauf hingewiesen, daß die von NEUMAYR verfochtene Ansicht (s. o.), daß unsere Art noch lebend in der Dobrudscha vorkommt, nicht aufrechterhalten ist. Nachdem bereits SINTZOW<sup>4)</sup> die NEUMAYR'sche Auffassung abgelehnt hatte, kam dann BRUSINA in seiner oben angegebenen Untersuchung auch durch eine Nachprüfung der NEUMAYR'schen Originale zu dem Ergebnis, daß die Form nicht mehr lebend vertreten ist.

Ich erwähne dies hier, weil in der Literatur dieser Nachweis nicht genügend gewürdigt ist.

## 8. Über einen *Manticoceras „intumescens* BEYR.“ sp. mit erhaltener Mündung.

(Hierzu 1 Textfigur.)

Von Herrn CL. LEIDHOLD.

Straßburg i. E., den 20. Dezember 1913.

Exemplare von Goniatiten, an denen die Mündung erhalten ist, sind im allgemeinen selten. Derartige Formen sind z. B. durch F. FRECH aus dem Domanik-Horizont des

<sup>1)</sup> SANDBERGER: Ein Beitrag zur Kenntnis der unterpleistocänen Schichten Englands. (Palaeontographica N. F., VII, 1880.)

<sup>2)</sup> ARMASCHESKY: Die Auffindung der *Paludina diluviana* in den posttertiären Bildungen Südrußlands. (Verh. d. Nat. Ges. Kiew, X, 1, 1889, S. 55/56.)

<sup>3)</sup> M. PAVLOW: Étude sur l'histoire paléontologique des Ongulés. IX Sélénodontes posttertiaires de la Russie. (Mém. Acad. Imp. des Sciences de St. Pétersbourg 1906.)

<sup>4)</sup> J. SINTZOW: Einige Worte über *Paludina diluviana* und ihre verwandten Formen. (Verh. Min. Ges. St. Petersburg, XXV, 1889, S. 203—209.)

Petschoralandes bekannt geworden. In seiner wichtigen Arbeit über devonische Ammoneen<sup>1)</sup> bildet er auf Tafel III, Figur 7, ein Exemplar von *Gephyroceras uchtense* KEYS. ab, das die stark verlängerten Ohren und den Trichterausschnitt in hervorragender Weise zeigt.

Herr HOLZAPFEL brachte nun im Frühjahr 1912 von einer Exkursion im rheinischen Gebirge aus dem schwarzen oberdevonischen Kellwasserkalk von Bicken einen *Manticoceras intumescens* mit, an dem ebenfalls die Mündung zu beobachten ist. Das Exemplar stammt aus dem bekannten Aufschluß zwischen Bicken und Offenbach, der von E. KAYSER in den Erläuterungen zu Blatt Ballersbach und Oberscheld eingehend beschrieben worden ist. Da meines Wissens ein derartiges Exemplar von *M. intumescens* bis jetzt noch nicht bekannt war, dürfte eine Abbildung berechtigt erscheinen. Das Stück liegt in einer der schwarzen Kalkgeoden, die hier zwischen schwarzen Schieferen auftreten und sich durch ihren Fossilreichtum auszeichnen. Mir liegen von dort u. a. vor: *Buchiola retrostriata* v. BUCH, *Buchiola angulifera* A. ROEM., *Cardiola bickensis* BEUSH., *Lunulicardium ventricosum* SANDB., *Chaenocardiola paradoxa* HZL., *Chaenocardiola Koeneni* BEUSH., *Tentaculites tenuicinctus* SANDB., *Entomis serrato-striata* SANDB., *Tornoceras simplex* v. B., *Tornoceras paucistriatum* ARCH. (= *auris* QUENST.), *Tornoceras cinctum* KEYS., *Manticoceras Drevermanni* WEDEK., *Gephyroceras bickense* WEDEK., *Crickites Holzapfeli* WEDEK., *Orthoceras subflexuosum* SANDB. usw.

Die Wohnkammer der vorliegenden Form zeigt eine relativ einfache Mündung. Sie besitzt dieselbe bikonvexe Ausbildung, wie sie die bikonvexen Anwachsstreifen der Manticoceraten mit ihrem inneren und äußeren Lateralvorsprung zeigen. Die Seitenohren sind verbreitert, springen deutlich hervor und wenden sich dann scharf zurück, um den tiefen Trichterausschnitt zu bilden. Das Exemplar ist an und für sich nur schlecht erhalten. Es ist als *Manticoceras intumescens* bestimmt. Das Stück zeigt große Übereinstimmung mit den von HOLZAPFEL<sup>2)</sup> aus dem Domanik beschriebenen Formen von *Manticoceras intumescens* BEYR., und würde wie diese zu seiner dritten Varietät (*Goniatis Patersoni* HALL.) gehören.

<sup>1)</sup> F. FRECH: Über devonische Ammoneen. Beiträge zur Geologie und Paläontologie Österreich-Ungarns usw. XIV., S. 27—112, Tafel II—V.

<sup>2)</sup> E. HOLZAPFEL: Die Cephalopoden des Domanik im südlichen Timan. Mémoires du comité géologique 1899, Bd. XII.

Neuerdings hat R. WEDEKIND den *Manticoceras intumescens* neu definiert<sup>1)</sup> und ist bei seinen Untersuchungen zu dem Resultat gekommen, daß der echte *M. intumescens* eine im rechtsrheinischen Schiefergebirge relativ seltene Art ist. Das



*Manticoceras intumescens* BEYR.  
aus dem Kellwasserkalk von Bicken bei Herborn.

vorliegende Exemplar würde nach der Definition WEDEKINDS nicht zu *Manticoceras intumescens* zu rechnen sein, da es hierzu zu hochmündig und zu flach ist. Von Bicken gibt der

---

<sup>1)</sup> R. WEDEKIND: Die Goniatitenkalke des unteren Oberdevons von Martenberg bei Adorf. Sitzungsberichte d. Gesellsch. naturforschender Freunde. Berlin 1913, S. 52.

genannte Autor noch an und liegen auch mir vor: *Crickites Holzapfeli* WEDEK., *Gephyroceras bickense* WEDEK. und *Manticoceras Drevermanni* WEDEK. Für einen Vergleich kommt nur *Manticoceras Drevermanni* in Betracht. Ob nun das HOLZAPFELSche Exemplar zu dieser Art gehört, vermag ich bei der unvollständigen Erhaltung nicht zu sagen.

## 9. Leitlinien varistischer Tektonik im Schwarzwald und in den Vogesen.

VON HERRN WILFRIED VON SEIDLITZ.

Straßburg i. E., den 3. September 1913.

Der größere Teil der verschlungenen Faltungslinien der jungen europäischen Kettengebirge scheint heute schon entwirrt zu sein, und die Meinungsverschiedenheiten über die Gesetze, welche den alpinen Gebirgsbau beherrschen beginnen sich in ruhigeren Formen zu bewegen, seitdem man auch die mechanischen Grundlagen allmählich und mit Erfolg in den Kreis der Erörterungen einbezieht. Auch bei den kaledonischen Gebirgen Skandinaviens und besonders Schottlands, die sehr viel einfacher gebaut erscheinen, weil nur noch die tiefsten Falten der Rumpfschollen vorliegen, glaubt man einheitlichen Bauplan und feinere Züge der Tektonik in weitgehendem Maße erkennen zu können.

Nur bei den carbonischen Gebirgen sind wir noch nicht viel über die Resultate herausgekommen, welche die Kohlengebiete Belgiens und der Rheinlande enthüllten, und über die primäre, carbonische Tektonik der inneren Ketten des varistischen Gebirges, ist man trotz jahrzehntelanger Aufnahmearbeit, nur sehr unvollkommen orientiert. Das, was man als solche anzusehen pflegt, ist doch meistens nicht viel mehr als die jugendliche Bruchtektonik und die vielfach erst durch posthume Bewegungen entstandenen Sattel und Muldenlinien. Die Schwierigkeit ist gerade in diesen Gebirgen deshalb eine besonders große, weil einerseits nicht die Vollständigkeit der Schichtenfolge, wie in alpinen Gebieten, vorliegt, andererseits die Schollen noch nicht bis auf die primärsten Strukturlinien abgehobelt sind, wie in den kaledonischen Gebirgen.



Für einzelne Gebiete nahe der Scharung varistischer und armorikanischer Bögen haben französische Forscher die Konsequenzen aus den Erfahrungen der Alpengeologie gezogen, für den deutschen Anteil dieses Faltungsgebietes liegen kaum mehr als einzelne aphoristische Andeutungen vor. Damit soll nicht etwa für eine Übertragung alpiner Tektonik auf die deutschen Gebirge eingetreten werden. Dies wäre eher geeignet, die Probleme zu verflachen als zu vertiefen; auch dürfte man es den berufenen Kennern der deutschen Mittelgebirge nicht verübeln, wenn sie über einen solchen Versuch zur Tagesordnung übergingen. Haben auch die bisherigen Vorstöße nach dieser Richtung zwar manches Problem ganz neu beleuchtet, so hat sich doch auch fast ausnahmslos gezeigt, daß eine derartige Übertragung verfrüht ist, ehe nicht Kartenaufnahmen über größere Gebirgsstrecken vorliegen.

Will man sich aber dennoch eine Vorstellung vom Aufbau des varistischen Gebirges machen, so gilt es, einstweilen zuerst das Material zusammenzutragen und Leitlinien des Gebirgsbaues aufzusuchen, die es uns vielleicht später einmal ermöglichen, den Bau der carbonischen Gebirge im ganzen zu überschauen. Vor allem kommen da die Zonen gepreßter Granite als solche Richtlinie in Frage. Vor einigen Jahren schon (18) habe ich auf die Bedeutung solcher Quetschzonen nicht nur in den jüngeren Kettengebirgen, sondern auch in den Rümpfen älterer Gebirge aufmerksam gemacht. Doch habe ich es damals vermieden, auf diese Frage, speziell was die deutschen Mittelgebirge anlangt, näher einzugehen, da für diese noch nicht soviel tektonisch wichtiges Material vorlag wie für die alpinen und kaledonischen Gebirge. Inzwischen sind aber durch die fortgeschrittene Durchforschung des mittleren und südlichen Schwarzwaldes eine Reihe solcher Granit-zonen bekannt geworden, durch welche ganz heterogene Gneis- und Schiefermassen — die sich auch tektonisch vollständig verschieden verhielten — getrennt werden.

Besonders eine noch näher zu besprechende Veröffentlichung über die geschieferten Granite von Altglashütten (6) im Schwarzwald veranlaßt mich, auch einige Beobachtungen und Ansichten über ähnliche Zonen in den Vogesen schon jetzt zu veröffentlichen. Nach dem derzeitigen Stand des geologischen Kartenmaterials sind sie freilich nur als vorläufige Mitteilungen anzusehen, da nur eigene Begehungen mehrerer Jahre zur Grundlage dienen und die Materialsammlung für eine ausführliche Darstellung noch nicht abgeschlossen ist.

Im südlichen Schwarzwald setzt ein Grauwacken- und Schieferzug in einem schmalen Streifen von Lenzkirch bis Badenweiler (m. Unterbrechung bei Menzenschwand) durch und findet jenseits des Rheins teilweise sein Äquivalent in den Grauwacken und Schiefeln von Thann. Nach den Untersuchungen von MICHEL LÉVY (14) könnte man die schmale Visézone als Fortsetzung ansehen, die (mit Ausnahme der auffallenden Umbiegung der Schichten bei Maasmünster 27, S. 9) fast O-W streichend sich von Ober-Burbach bis in die Nähe von Faucogney verfolgen läßt. Der östlichste Teil dieses Zuges wird zwischen Aha und Saig im Nordwesten von Gesteinen begrenzt, „welche eigenartige petrographische Beziehungen zeigen und wohl geeignet sind, auf die Verbandsverhältnisse und die Tektonik dieses noch so wenig bekannten Teiles des alten Rumpfgebirges einiges Licht zu werfen“ (6). Es handelt sich um eine SW—NO streichende Zone geschieferter Granite, unter denen von mylonitischen, fast gänzlich zerriebenen Varietäten bis zu wenig gepreßtem Granit alle Übergänge vorhanden sind; auch die Druckschieferung ist durchaus nicht überall gleichstark. „Der Granit ist als ein feinkörniges, im Durchschnitt mittelsaures, jedoch oft zu aplitischer Ausbildung neigendes Gestein zu bezeichnen, welches durch nachträgliche Dynamometamorphose einen schiefrigen Habitus erhalten hat und ausgezeichnete Kataklastenphänomene zeigt, welche zu einer vollständigen Mylonitisierung führen können.“ Die Bedeutung dieser Zone wurde erst von BUBNOFF (6) in das rechte Licht gestellt, wenn auch HERMANN (12) und GRÄFF (10) schon die dynamo-metamorph veränderte Struktur der Gesteine erwähnten.

„Der gepreßte Granit grenzt im Norden an das Gneisgebiet mit dem Feldbergmassiv; der Gneis fällt bei NO streichen nach NW ein, während die geschieferten Granite unter sie einzufallen scheinen.“ Die Grenze ist jedoch nicht scharf, sondern der Granit dringt stellenweise bis zu 1 km weit in kleinen und großen Gängen in den Gneis ein, so daß man „im wahren Sinn des Wortes von einem granitdurchwobenen Grundgebirge sprechen kann“. Ebenso steht der Verlauf des Streichens dieses Granitzuges in Zusammenhang mit den Bewegungen, welche das ihr nördlich vorgelagerte Gneismassiv durchgemacht hat.

Nach GRÄFF (10) ist das aus porphyrtartigem Granitit bestehende Massiv des Blauen von einer ähnlichen feinkörnigen Randzone auf weite Erstreckung begleitet (z. B. von Wembach im Wiesetal bis zur Sirnitz). Auch die O-W streichende

Culmzone Schweighof-Schönau wird im Norden gegen den Gneis von einer geschieferten Granitzone begrenzt. GRÄFF faßt alle die von ihm beschriebenen gepreßten und schiefrigen Gesteine granitischer Zusammensetzung im Belchen- und Blauen-Gebiet als, durch Gebirgsdruck veränderte, randliche Zonen des Blauen Granitits auf. Er bemerkt auch, daß der an das Culmband geknüpfte Verlauf der „Krystallgneiszone“ (A. SCHMIDT = porphyrtiger Glimmergneis - ECK) kein zufälliger, sondern durch den Bau des Gebirges bedingt sei.

Gneis und alte Schiefer gehören nun zwei getrennten tektonischen Komplexen an, von denen jeder eine besondere gebirgsbildende Bewegung durchgemacht hat. Einer O-W gerichteten Bewegung der Schiefer steht das varistische Streichen der Gneismassen gegenüber. Die Grenze aber zwischen diesen zwei durch verschiedenaltige und verschieden gerichtete Faltung ausgezeichneten tektonischen Komplexen bildet die Zone der gepreßten Granite, v. BUBNOFFS und GRÄFFS, welche sich hierdurch und auch durch ihre weite regionale Erstreckung als tektonische Linie von größter Bedeutung kundgibt.

Da das Gebiet zu wenig ausgedehnt ist, erscheint eine nähere Erklärung der Zone vorderhand nicht angebracht; doch ist der Gedanke nicht ohne weiteres zu verwerfen, daß es sich um eine randliche Überschiebung handelt. Welche Bedeutung dieser aber zukommt, dürfte erst nach Abschluß der Kartierung zu entscheiden sein.

Eine solche vereinzelte lokale Feststellung wird jedoch dann wertvoll, wenn sich auch in benachbarten Gebieten ähnliche Erscheinungen zeigen, die als Ergänzung dienen oder das Verständnis erleichtern können. Aus dem Gebiet des Schwarzwaldes berichtet SCHNARRENBURGER über ähnliche Quetsch- und Schieferungszonen aus dem Gebiet des Blattes Elzach, und ebenso erklärt er die Tektonik des Kandelgebietes (17) durch Überschiebung der Kinzigtäler Masse über die Kandelmasse, knüpft aber daran die Bemerkung, daß man über den mechanischen Vorgang zurzeit nur Vermutungen aussprechen könne.

Auch in den Vogesen sind einige zertrümmerte Gesteine z. T. seit Jahrzehnten bekannt, ohne daß sich eine irgendwie befriedigende Erklärung für sie ergeben hätte. Meiner Meinung nach handelt es sich dabei um Erscheinungen, die mit den bisher aus dem Schwarzwald erwähnten in Parallele zu stellen sind. Es erscheint mir deshalb angebracht, die bisherigen Beobachtungen mit meinen Untersuchungen zusammenzustellen, besonders da sie bisher noch niemals unter einheitlichen Ge-

sichtspunkten zusammengefaßt wurden. Es handelt sich dabei, wie nochmals betont wird, nur um Anregungen und vorläufige Mitteilungen. Endgültige Klärung und ein abschließendes Urteil oder eine Widerlegung meiner Auffassung wird auch hier wie im Schwarzwald erst nach Beendigung der Spezialkartierung möglich sein. Meine Beobachtungen in den Vogesen verteilen sich auf das Weilertal (Urbeis), Lebertal (Markirch) und St. Amarintal (Wesserling-Odern).

### Oberes Weilertal.

(Die Grenzzone von Urbeis.)

Im oberen Weilertal, zwischen Laach und der französischen Grenze, tritt ein Zug besonders widerstandsfähiger Gesteine deutlich durch seine Oberflächengestaltung aus der Umgebung hervor und bildet an den Talhängen eine, fast kaum unterbrochene, Mauer von steilabfallenden Klippen. Es ist die „Grenzzone“ COHENS (9), die scharf gegen die Gneise von Urbeis (im Süden) und die veränderten Weiler Schiefer (im Norden) abgegrenzt ist. In dieser 150—250 m breiten Gesteinszone, die O 8° N streicht und steil gegen Süden einfällt, sieht VAN WERVEKE (25) die Grenze zwischen Mittel- und Nordvogesen. Von Laach über Chindé und Bilstein zieht sie sich bis zum Revers de Fête hin und ist jenseits der französischen Grenze nach den Mitteilungen von CHENUT (8) noch 5,7 km weit, über das Gebiet von Lubine hinaus, zu verfolgen.

Die Zusammensetzung dieser „Grenzzone“ ist eine sehr mannigfaltige und zeigt in der Streichrichtung einen erheblichen Wechsel der petrographischen Beschaffenheit. Neben gequetschtem porphyrischen Granit (grauem Augengneis) und lichtem glimmerarmen Lagengneis finden sich feste grauwackenartige Bildungen und dichte graue, hornfelsartige Gesteine, die alle in hohem Grade zertrümmert und durchgreifend verändert sind.

Nördlich davon läuft ein weiterer, wesentlich schmalerer (75 m) und kürzerer Gesteinszug, die „Zone von Droite de Fête“, der Grenzzone im Gebiete des Kammes parallel und streicht nach VAN WERVEKE ebenfalls O 8° N. CHENUT hat sie auf französischem Gebiet in dem Tälchen von Lubine nachgewiesen, während sie auf deutschem Gebiet kaum erkennbar ist und sich nur wenige Hundert Meter weit in einigen Aufschlüssen an der Fahrstraße vom Paß nach Urbeis verfolgen läßt. Die Gesteine sind weniger verändert, zeichnen sich aber durch größeren Reichtum an Biotit aus.

Die Grenzzone ist nur im Norden, die nördliche Parallelzone im Norden und Süden von Glimmer- und Quarzitschiefern begleitet, die eine sehr verschiedene Auslegung erfahren haben (vgl. VAN WERVEKE 25, S. 214) je nach der Auffassung<sup>1)</sup> von der Natur der Grenzzone. Während COHEN in der Grenzzone noch einen „einheitlichen geognostischen Körper sah, der mannigfaltige und durchgreifende Veränderungen erlitten hatte“ und die Zone Droite de Fête als Fortsetzung der Grenzzone, beide zusammen aber als zusammengepreßte Muldenschenkel ansah, vertritt VAN WERVEKE die Meinung, daß nicht etwa, wie COHEN angibt, ein granitischer Lagergang vorliegt, der zwischen die Gneise und Weiler Schiefer eindrang und bei der späteren Faltung in verschiedener Weise verändert wurde; er sieht vielmehr in beiden Zonen unabhängige Apophysen des Kammgranites. Dementsprechend bringt er die Glimmerschiefer und Quarzitschiefer in ursächlichen Zusammenhang mit den Apophysen und sieht sie als Kontaktzonen an. Freilich bemerkt er, daß auch Dynamometamorphose zur Umgestaltung der Gesteine beigetragen haben könne.

Die Quarzit- und Glimmerschiefer<sup>2)</sup>, welche nach der COHENSchen Karte, wie erwähnt, die südliche „Grenzzone“ im Norden, die Zone Droite de Fête aber im Norden und Süden begleiten, und besonders deutlich am Kamm oberhalb Bilstein (COHEN) und im Gebiet der Grube Sylvester aufgeschlossen sind, lassen sich aber so schematisch, wie die Karte sie darstellt, in der Natur nicht verfolgen. Die Mächtigkeit dieser „Kontaktbildungen“ ist sehr wechselnd und eine Abgrenzung gegen die weniger veränderten Gesteine oft sehr schwer. Eine besondere Eigentümlichkeit der die Trümerzonen umgebenden Gesteine ist eine starke Stauchung, Quetschung und Fältelung, auf die auch COHEN aufmerksam gemacht hat, und die an manchen Orten auch für die Weiler Schiefer (z. B. bei Erlenbach) bezeichnend ist. Dies läßt darauf schließen, daß es sich um eine im Weilertal allgemein verbreitete Erscheinung handelt, die auf einen wohl aus südöstlicher Richtung wirkenden Faltungsdruck zurückgeführt werden könnte.

In dem Abraummateriale auf den Halden der „Grube Sylvester“ oberhalb Urbeis ist die intensive Veränderung dieser Gesteine besonders gut zu studieren. Man kann sich dort davon überzeugen, daß kaum Kontaktmetamorphose allein,

<sup>1)</sup> Ebenso stellt VAN WERVEKE (25, S. 213) auch die Ansichten über die Grenzzone von BILLY, VÉLAIN BRUHNS usw. zusammen.

<sup>2)</sup> Mit feiner Fältelung und wellenförmiger Schichtbiegung, wulstiger Schieferung, Quarzlin sen und großen Glimmerflaser n.

sondern wohl mindestens ebensoviel, wenn nicht vielleicht überhaupt nur tektonische Vorgänge dafür verantwortlich gemacht werden können. Die „Grube Sylvester“ liegt zwischen beiden Zonen ganz im Weiler Schiefer, und nach UNGEMACH (20) reicht der „Paulsgang“ dieser Grube, der wenig nördlich der Grenzzone aufsetzt und bei einem südlichen Einfallen von  $70-75^\circ$  nach Westen zieht, bis ins Rotliegende hinüber und zeigt eine besonders starke Zertrümmerung der Schichten. Demnach kann es sich bei dem Haldenmaterial nur um Gesteine der veränderten Weiler Schiefer handeln, nicht aber um solche aus der „Grenzzone“ selbst, in der sich die stärkste tektonische Kraft geäußert und von der aus sie sich fortgepflanzt haben muß. Ich stimme deshalb UNGEMACH bei, der, nach der starken Zertrümmerung, die „Grenzzone“ für eine Störungszone ansieht. Da ich mich von dem einheitlichen Charakter und dem gleichartigen petrographischen Habitus der Gesteine nicht habe überzeugen können, sehe ich in der „Grenzzone“ wie in den ihr nördlich parallellaufenden Zügen nichts anderes als Trümmerwerkhorizonte (Quetschzonen VAN WERVEKE 27, S. 29), wie die später zu besprechenden Gesteine von Markkirch, die einstmals als „Leberauer Grauwacke“ bezeichnet wurden. Dadurch würde auch der häufige Wechsel des Gesteins in der Streichrichtung verständlich werden.

Eine ähnliche Erklärung erfordert eine dritte Zone, die sich am Südfuß des Climonts, parallel zu den beiden ersten hinzieht und unter dem Namen Zone Plaine Dessus-Le Mont auf der COHENSchen Karte ausgezeichnet ist. Bezüglich Struktur und Zusammensetzung weist sie großen Wechsel auf, da man neben gneisartigen Gesteinen mit Quarzlinsen und Biotitfasern verschiedene aplitische Granite, Amphibolgneise und Biotitgneise vereinigt findet, die eine starke Zertrümmerung aufweisen. Eine weitere Untersuchung wird auch noch feststellen müssen, ob die Gesteine von Hang im Breuschtal, die COHEN als mechanisch metamorphosierte Quarzporphyre ansieht, nicht auch in gleicher Weise zu erklären sind und einen vierten Trümmerhorizont bilden. Es handelt sich dort um einen Zug kleiner isolierter Klippen, die offenbar auch SW—NO streichen und im Hangenden von harten Schiefeln von lichter und roter Färbung überlagert werden. Da die Abgrenzung dieses Gesteinszuges schwierig war, wurde er von COHEN nur erwähnt, aber auf seiner Karte nicht weiter ausgezeichnet.

Gemeinsam ist allen diesen Zügen, daß sie in fast westöstlicher Richtung oder nur mit geringerer Abweichung nach

Nordosten streichen, und daß sie vorwiegend aus gepreßten und zertrümmerten Gesteinen sehr verschiedener Art bestehen, die niemals nur einer Apophyse aus der so einheitlichen und leicht erkennbaren Masse des Kammgranites entstammen können, aber ebensowenig mit jüngeren Gebirgsbewegungen im Rheintal (COHEN) in Zusammenhang stehen. Daß es sich um eruptive Entstehung bei der Grenzzone als Lagergang handeln könne, schloß COHEN aus der Lage, besonders der Zone Droite de Fête, zwischen den veränderten Weiler Schiefern, doch deutet er auch an, daß nachträglich die heterogenen Bestandteile dieser breccienartigen Bildungen, für deren Entstehung (besonders für Plaine dessus-le Mont) er mehr chemische als mechanische Veränderungen verantwortlich machen möchte, später durch kieselsäurereiche Lösungen wieder verkittet wurden. Er spricht auch die mir heute sehr wahrscheinlich klingende Vermutung (S. 239) aus, daß möglicherweise Reibungs-breccien vorliegen, die natürlich nicht, wie er andeutet, bei der Eruption des Kammgranites entstanden sein können. Dagegen wäre es möglich, daß die Zertrümmerung, wie VAN WERVEKE meint, im oberen Carbon<sup>1)</sup>, also nach dem Kammgranit, entstanden wäre, als Folgeerscheinung von Gebirgsbewegungen, von denen wir uns heute noch keine eigentlichen Vorstellungen machen können<sup>2)</sup>, deren Kraft aber aus der gewaltigen Mächtigkeit der Reibungsbreccien hervorgeht, die, wie es scheint, im Gebiete von Urbeis zwischen vier bis fünf Schuppen eingekeilt sind. — Von diesen dürfte die südlichste die bedeutendste und räumlich ausgedehnteste sein, während den nördlichen dagegen nur eine untergeordnete Bedeutung zukommt; auch scheinen sie weniger in die Tiefe hinabzureichen, was ich daraus schließe, daß sie nur im höchsten Gebiet des Kammes sich erhalten haben. Daß diese beiden lokalen Trümmerzonen des Climontgebietes gleichzeitig weniger stark mechanisch beeinflusst worden sind, wird trotz der geringen Entfernung von der Grenzzone dann verständlich, wenn man einen aus Süden wirkenden Druck annimmt.

---

<sup>1)</sup> Bei einer Erklärung des tektonischen Vorganges, der zu den jetzigen Lagerungsverhältnissen geführt hat, muß bedacht werden, daß das schwache nordwestliche Einfallen, besonders der Grenzzone, nur auf posthume Bewegungen zurückzuführen ist, aber für die Lagerung zur Zeit der varistischen Faltung nicht mehr maßgebend sein kann.

<sup>2)</sup> Vgl. auch 27, S. 28 u. 29.

### Umgebung von Markirch

(„sog. Leberauer Grauwacke“).

Im Lebertal liegt das, zuerst von GROTH (11) ausführlicher beschriebene Gneisgebiet von Markirch, in dem sich nach den neueren Untersuchungen von BÜCKING und BRUHNS keine Trennung von älterem und jüngerem Gneis (GROTH) durchführen läßt. Nach COHEN (9) scheint ein Teil dieser SW—NO-streichenden und 20—70° NW (Rhein, 16) fallenden Gneise mit denen von Urbeis zusammenzuhängen, wogegen er einen Zusammenhang der Gneise von Urbeis mit denen südlich vom Bressoirkamm ablehnt.

Im Süden wird das Lebertal vom Kamm des Bressoirs überragt, der mit seinem Zweiglimmergranit einen mächtigen, SW—NO-streichenden „Lagergang?“ (COHEN) darstellt. Er begrenzt den Gneis von Markirch im Süden, während die „westliche Grenze gegen die Gneise von Diedolshausen wahrscheinlich durch eine Verwerfung bedingt wird.“

Die Gneise von Markirch zeigen starke Stauchungen und Knickungen, die bis zur Zertrümmerung der Gesteine außerhalb der nachher zu besprechenden Verwerfung und der sie begleitenden Quetschzone geführt haben. Gegen den Kammgranit im Norden schneiden die Gneise an einer von BÜCKING<sup>1)</sup> und BRUHNS<sup>2)</sup> erwähnten Verwerfung ab. Längs dieser Verwerfung läßt sich eine Zone gequetschter Gesteine im Nordosten bis nach Deutsch-Rumbach verfolgen, die z. B. im Fenarupttal sehr breit (2—300 m) ist. Es sind dies die früher als „Leberauer Grauwacke<sup>3)</sup>“ bezeichneten Trümmergesteine, die sich nach COHEN schwer vom Granit trennen lassen, nach BRUHNS aber teils zum Gneis, teils zum Granit gehören. Diese quarzitischen, klastischen Gesteine finden sich fast überall in und neben der nördlich des Lebertales hinziehenden Verwerfungsspalte. „Ihre Ausbildungsweise weist darauf hin, daß ihre Entstehung auf die, die Gebirgsbewegungen begleitenden Reibungen und Quetschungen zurückzuführen ist,“ doch läßt sich mit einzelnen Ausnahmen nicht für jedes Stück mit Sicherheit angeben, aus welchem ursprünglichen Gestein sich dasselbe gebildet hat. Nur an einzelnen Stellen (BRUHNS, Jahresbericht f. 1897) ist der ursprüngliche

<sup>1)</sup> Jahresbericht der Landesaufnahme von Elsaß-Lothringen für 1896, S. LXXXII, ff.

<sup>2)</sup> Jahresbericht der Landesaufnahme von Elsaß-Lothringen für 1897, S. CLX.

<sup>3)</sup> Ein Name, der jetzt natürlich besser zu streichen ist (BÜCKING).



Charakter (als Granit, Gneis, Porphyry) deutlich erkennbar<sup>1)</sup> GROTH (S. 481) erwähnte, daß besonders Gesteine von fleischroter Farbe und körnig-krystalliner Beschaffenheit vorherrschen; es sind dies Gneisgranite und druckgeschieferte Granite, die wohl von dem Biotitgneis durch eine Verwerfung getrennt sind, deren Übergang in normalen Granit andererseits aber deutlich erkennbar ist. Meist lassen die Granite, was Frische anlangt, viel zu wünschen übrig. Bei der starken Pressung, der sie ausgesetzt gewesen sein müssen, ist das wohl zu begreifen. Neben der Schieferung äußert sich die intensive Zerrüttung darin, daß die ganze Gesteinsmasse von Harnischen und Rutschflächen durchsetzt wird, doch ist die Druckschieferung der Granite durchaus nicht überall gleich stark. Von stark mylonitischen, also fast ganz zerriebenen Varietäten bis zu wenig gepreßten Graniten sind alle Übergänge vorhanden.

Diese Verwerfung, welche die „Leberauer Trümmergesteine“ im Süden begrenzt, ist oft als ein von zwei annähernd parallel verlaufenden Spalten beiderseits begrenzter und noch von Querbrüchen und Längsbrüchen durchsetzter breiter Graben (BÜCKING) entwickelt, der dann mit gequetschten und zermalnten, aber wieder verkitteten Granit- und Gneisstücken, aber auch mit ansehnlichen Schollen wenig veränderten Gneises und Granites und von jügeren Formationsgliedern erfüllt ist. Bei Diedolshausen und Eckkirch ist auch Carbon eingeklemmt, woraus VAN WERVEKE (27, S. 29) auf obercarbonisches Alter dieser Störung schließt. Jenseits der französischen Grenze setzt sich diese Zone von Reibungsbreccien und Gangquarzen im Längstal von Le Valtin (Oberstes Meurthetal) fort.

Im Kammgranit selbst zeigen sich im ganzen Gebiet der Umgebung des Lebertales (ähnlich wie z. B. im Gebiet des Elz- und Kinzigtales im Schwarzwald) sehr deutliche Wirkungen des Gebirgsdruckes. Auf zahlreichen Sprüngen und Klüften bildeten sich zerquetschte Granitgesteine, wie sie COHEN beschrieben hat. Es handelt sich dann um Gesteine, die den „Leberauer Trümmergesteinen“ sehr ähnlich sind und die wohl künftig auch kartographisch ausgeschieden werden können. Eine solche Trümmerzone erwähnt COHEN (S. 243) in der Richtung Noireux-Chaud Rain, die an die mittelkörnigen Biotitgranite gebunden ist und ungefähr die Grenze

---

<sup>1)</sup> Eine Trennung verschiedener Granitarten innerhalb der Trümmermasse, wie sie BUBNOFF im Schwarzwald durchgeführt, ist bisher nicht möglich gewesen.

dieser gegen die Amphibolitgranite bezeichnet. Er hält es jedoch auch für möglich, daß die Gesteine an Verwerfungen im Granit gebunden sind wie diejenigen, die sich der Grenze von Granitgneis und Kammgranit entlang ziehen (nämlich die „Leberauer Grauwacken“).

Am deutlichsten tritt der Charakter der Trümmergesteine an der Quetschzone von Eckirch bei Markirch hervor, wo man einen typischen Granite écrasé vor sich hat. Bei Leberau erscheint dies Gestein als ein gneisartiges Gemenge mit Einschaltung von Granitbrocken und schiefrigen Partien. Es macht den Eindruck (Kirchberg bei Leberau), als seien Granitlinsen in ein gänzlich mylonitisirtes Gestein eingelagert<sup>1)</sup>. Auf der Wanderung über Deutsch-Rumbach nach dem Weilertal sieht man deutlich, daß eine scharfe Abgrenzung gegen den Kammgranit unmöglich ist. Andererseits kann es sich aber auch nicht etwa um eine Randfacies des Kammgranites handeln, sondern nur um Trümmerzonen, die in bestimmter Beziehung zum Aufbau des Gebirges zu stehen scheinen und die alte varistische Streichrichtung SW—NO noch deutlich hervorheben. Ob es sich um einfache Faltenzüge, Verwerfungen oder Überschiebungen handelt, läßt sich einstweilen nicht feststellen.

Andere schiefrige oder gneisähnliche Granitgesteine, wie der Glashüttengranit bei Rappoltsweiler, werden als eine schiefrig-gneisartige Ausbildung des Kammergranits angesehen. Ebenso werden die charakteristischen dünnstiefrigen Partien am Rand des Bilsteingranits bei Rappoltsweiler (der liegenden körnigen Gneis von hangendem flaserigen Gneis trennt (COHEN, S. 139)), die eine Streckung in der Streichrichtung des Ganges zeigen, von VAN WERVEKE (22) als eine dünnstiefrige und dichte Abart an den Randzonen (z. B. Dusenbachkapelle bei Rappoltsweiler) bezeichnet. Auch den Drei-Ährengranit faßt VAN WERVEKE (24, 25) als einen flaserigen Granit mit primärer Parallelstruktur auf und spricht sich gegen nachträglichen Gebirgsdruck aus. Ich kann mich einstweilen dem noch nicht anschließen, daß es sich um ursprünglich fluidale Anordnung handeln soll, und glaube auch, daß man bei der endgültigen Aufnahme dazu geführt werden wird, die Struktur des nordöstlich (also varistisch) streichenden Bilsteingranits als sekundär aufzufassen. Auch der, ebenfalls zweiglimmerige

<sup>1)</sup> Auf der neuen Karte des Lebertales (5) trennt BÜCKING die Quetschzonen vom „Granit von Leberau“ ohne auf dessen Bildung einstweilen näher einzugehen.

Bressoirgranit soll nach VAN WERVEKE keine Spur von Dynamometamorphose zeigen. Ich habe aber im Abstieg vom Bressoir nach dem Rauental deutliche Reibungsgesteine und eine Quetschzone mit serpentinarartigen und anderen gepreßten Gesteinen im Anstehenden gefunden, wenn auch nur in schmalen randlichen Partien. Als Salband vermag ich diese Erscheinung nicht anzusehen.

Es erscheint mir nicht ganz verständlich, daß neben der Streckung auch die gelegentliche Zertrümmerung vor der Erstarrung entstanden sein soll. Während VAN WERVEKE andeutet, daß die Wände sich während des Aufbruchs verschoben, und daß dies noch nach der Erstarrung fortgedauert haben soll, neige ich eher der Meinung zu, daß dies wohl erst nach der Erstarrung eintrat. Eine solche Verschiebung kann dann, wie VAN WERVEKE dies auch andeutet, längs der Streichrichtung selbst erfolgt sein; andererseits liegt es nahe, an Veränderungen in der Bewegungsrichtung der Faltung senkrecht zum Streichen zu denken. Da ich nirgends einen merkbaren Unterschied der einen gegen die andere Wirkung feststellen konnte, stimme ich ihm gern darin bei, daß die angenommene primäre Zertrümmerung von der Kataklase nach der Erstarrung schwer zu trennen ist. Ich bin jedoch der Meinung, daß die drei Granite (Bilstein, Bressoir und Drei-Ähren), die jünger als der Kammgranit sind, eine starke mechanische Beeinflussung durch Gebirgsdruck und wohl auch Faltung erlitten haben.

Eine weitere Frage drängt sich hier auf; inwieweit die Serpentine hier an diese vermuteten tektonischen Linien gebunden sind. Das Zusammenfallen mit den Verwerfungen des Lebertales ist immerhin einigermaßen auffallend. Besonders der Serpentin vom Schafhaus (unter dem Bressoir) tritt als eine Linse zwischen Gneis und Bressoirgranit auf. Auch im Amarintal, wo ich gleichfalls tektonische Quetschzonen vermute, treten Serpentinesteine auf. Ich brauche auch nur an das von EDUARD SUESS (z. B. III, 2, Kap. 24) mehrfach hervorgehobene Zusammentreffen von grünen Eruptivgesteinen und tektonischen Linien zu erinnern<sup>1)</sup>, ohne daß sich für die Vogesen vorderhand etwas Bestimmteres aussagen ließe.

---

<sup>1)</sup> z. B. Antlitz d. Erde, III, 2, S. 646: „Die grünen Gesteine sind Lagergänge in disloziertem Gebirge, die bald den Schichtfugen und bald den Bewegungsflächen folgen.“ (vgl. auch sur la nature des charriages. C. R. Ac. Paris, 7. Nov. 1904.)

### St. Amarintal.

Bei Odern im oberen Amarintal ist das Talhorn durch die Aufnahme, von LINCK (13) besonders bekannt geworden. Doch gibt seine Untersuchung den Tatbestand noch nicht vollständig wieder, besonders da auf der Karte die Glazialablagerungen von den Konglomeraten nicht getrennt sind. Auch die von LINCK selbst revidierte Karte der Geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen (deren Manuskript mir in einer Kopie vorlag) hat stark verallgemeinert. Klar zur Darstellung kommen würde die Komplikation des Gebietes überhaupt erst bei einer Kartierung 1:10 000 oder in noch größerem Maßstab. Am Talhorn herrschen solche Gesteine vor, die einem starken Druck ihre jetzige Struktur verdanken; ganz im allgemeinen möchte ich auf die frappante Ähnlichkeit der Gesteine des Talhornes mit einer ganzen Reihe solcher, die v. BUBNOFF (6) vom Windgfallweiher bei Altglashütten erwähnt, aufmerksam machen. Eine eingehende Beschreibung der mannigfachen Gesteinscharaktere hat LINCK in seiner Arbeit niedergelegt, so daß auch bei endgültiger Aufnahme dazu nur wenig hinzuzufügen sein wird. Hier kann es sich daher nur um einige ergänzende Beobachtungen handeln und um Vergleiche mit den nahbenachbarten und andererseits mit den mehrfach erwähnten Schwarzwälder Gesteinen. LINCK beschreibt folgende Gesteine, die in übersichtlicher petrographischer Ordnung zusammengestellt sind, unter denen eine Altersfolge aber (mit wenigen Ausnahmen) nicht ohne weiteres feststeht. Auf seiner Karte unterscheidet er von oben nach unten: Feldspatarme Schiefer, Grauwackenschiefer, geröllarme Grauwacken (z. T. schiefrig und mit wenig Gabbromaterial), Einlagerungen von Olivin-Enstatitserpentin, geröllarme Grauwacke (z. T. schiefrig, mit wenig Gabbromaterial), Gneiskonglomerat mit Gabbro in Geröllern und losem Material; Gabbrokonglomerat (z. T. schiefrig). Außerdem beschreibt er noch genauer Granit, Granitporphyr, Syenitporphyr, Glimmersyenitporphyre und Minetten. Von Sedimentgesteinen werden außer den schon erwähnten näher untersucht: Fleckschiefer, Knotenglimmerschiefer, Feldspathornfelse, Glimmerhornfelse und phyllitartige Schiefer mit nephritähnlichen Bildungen.

Das normale Granitgebirge — aus Kammgranit bestehend — ist vom Drumont bis zum Werschmattbrand gut zu verfolgen. Neben dem grauen Granitporphyr des Kammes kommt noch eine aplitische und eine porphyrische Randfacies vor, letztere als ein rötlicher Granit, der z. T. in Gängen im

Zusammenhang mit dem Kammgranit steht. Jedoch bleibt es auffallend, daß der Kammgranit, der mit einem Erosionsrand abschneidet, hier gerade Randfacies zeigen soll. Außerdem tritt diese porphyrische Ausbildung in Apophysen am Talhorn selbst auf und liegt gänzlich unverändert in Gängen und linsenförmigen Nestern, die anscheinend in keinem Zusammenhang mit der Hauptmasse stehen, zwischen den einzelnen Schieferbänken der Rundhöckerberge bei Odern.

Am Kleinen und Großen Drumont kann man gut beobachten, daß zuerst ein stark porphyrischer roter Granit — gleichfalls von erzführenden Quarzgängen durchsetzt — und dann erst allmählich der eigentliche Kammgranit auftritt.

Auf der Linie Drumont — Talhorn grenzen die Kammgranite direkt an die Grauwacken des Amarintales, und bei Odern scheinen erstere unter die fast senkrecht stehenden, steil südlich fallenden Schiefer einzufallen. Deutliche Kontaktwirkungen von verschiedenem Grade lassen sich ähnlich beobachten, wie V. BUBNOFF sie vom Kählerwald beschrieben hat. Teils sind Glimmerhornfelse usw. entstanden, teils aber ist die Grenze dadurch sehr verwischt, daß der erwähnte rötliche Granit, z. T. Klüften und Schichtfugen folgend, in zahllosen Lagergängen und Apophysen weit in die Schiefergesteine eingedrungen ist, so daß dies kaum so einfach karthographisch darzustellen ist, wie LINCK es auf seiner Manuskriptkarte versucht hat.

Der nahe anstehende Granit des Großen Belchen soll nach VAN WERVEKES Aufnahmebericht (Mitt. L.-A. v. Els.-Lothr., Bd. IV, H. V., 1898, S. XCVI) nicht nur jünger als die umgebenden Gesteine, sondern auch jünger als ihre Aufrichtung sein. Auch LINCK (S. 65) erwähnt, daß der Granit erst nach den dynamischen Vorgängen, denen fast alle Sedimente eine leichte Katakklase verdanken, und erst gegen Ende der Faltungsperiode jener Schichten in dieselben eingedrungen ist.

Die verschiedenen Grauwacken sind außerordentlich schwer voneinander zu trennen. Es sei auf VAN WERVEKES (23) Schichtenfolge verwiesen, zu der einstweilen noch nicht viel hinzuzufügen ist. Wichtig für die Gliederung der Grauwacken der Umgebung von Wesserling scheint mir auch der neue Straßeneinschnitt oberhalb Urbeis an der Straße nach Bussang zu sein. Im allgemeinen dürfte man zu unterscheiden haben: schwarze Schiefer, graue Kalke und gelegentlich eingeschaltete Eruptivgesteine. In der Umgebung des Talhornes treten hauptsächlich schwarze Schiefer, feste Quarzite und Quarzsandsteine auf, nach LINCK z. T. Sedimente von ursprüng-

lich arkoseartigem Charakter<sup>1)</sup>. Außerdem kommen auch die von LINCK beschriebenen Konglomerate im Zusammenhang mit diesen Gesteinen vor. LINCK hat eine stark schematische Einteilung der durch Übergänge verbundenen Konglomeratsteine gegeben, in denen teils Gneis — teils Gabbro-Serpentin (13, S. 50) — oder Grauwackenbrocken enthalten sind, deren Abgrenzung aber sehr schwer festzustellen ist. Erst nach längerer Zeit und auf Grund der mikroskopischen Befunde wird man sich dieser Einteilung anschließen können, während diese Konglomeratgesteine, die alle gleichfalls eine mehr oder weniger starke Kataklaste zeigen und auch breccienartige Ausbildung aufweisen, ineinander übergehen und in der Natur als ein Trümmerhorizont erscheinen.

Die Granite haben die Grauwacken hier am Talhorn nirgends sehr stark beeinflusst, sonst sind diese im Bereich des Amarintales im Kontakt mit Kammgranit in Knotenglimmerschiefer und Feldspathornfelse umgewandelt worden. Während Hornfelse und feldspatführende Hornfelse bei Altglashütten fehlen, herrscht in den Vogesen eine größere Mannigfaltigkeit; Fleck- und Knotenglimmerschiefer kommen sowohl am Talhorn wie am Windgfällweiher vor. Die Umwandlung in den normalen Grauwackenschiefern ist prinzipiell in beiden Gebieten die gleiche; sie besteht wesentlich nur in der „Neubildung von dunklem und hellem Glimmer, zunehmendem Titan-gehalt und einer (vielleicht) durch Injektion verursachten Anreicherung der Feldspatsubstanz“ (6, S. 377). So findet sich z. B. ein dunkles, körniges Gestein, vorwiegend aus Quarzkörnern und dunklem Glimmer bestehend, am Talhorn oberhalb des Höhenweges nach Bergenbach, wie es VON BUBNOFF vom Windgfällweiher als metamorphe quarzreiche Grauwacke bezeichnet hat (6, S. 375).

Was das Alter der Grauwacken und der ihnen verwandten Bildungen anlangt, so scheint es sehr verschieden zu sein. LINCK deutet in der oben angeführten Schichtenfolge einen Versuch an, und teilt z. B. die Phyllite und Konglomerate in solche, die im Hangenden, und solche, die im Liegenden des Serpentin auftreten. Über das Alter ähnlicher Gesteine im Schwarzwald ist nur bekannt, daß unterstes Carbon darin vertreten ist, doch läßt sich zurzeit nicht mit Sicherheit sagen, ob nicht auch devonische bzw. silurische Ablagerungen vorhanden sind. Die Grauwacken am Talhorn mögen wohl größten-

---

<sup>1)</sup> V. BUBNOFF bezeichnet sie im Schwarzwald als „Schutt von aufgearbeitetem krystallinen Grundgebirge“.

teils kulmisches Alter haben, doch sei dabei auf die grauen, stark gepreßten und gefalteten Schiefer am Bärberg bei Odern hingewiesen, die den Weiler Schiefern sehr ähnlich sind. Daß auch silurische Schichten weiter südlich vorhanden gewesen sein müssen, dafür sprechen ja die Kieselschiefergerölle mit Graptolithen aus dem Hauptkonglomerat des Bunten Sandsteins. Auch im Schwarzwald haben sich in der alten Terrasse bei Wildenstein (6, S. 371) Kieselschiefer mit *Monograptus* gefunden. Ohne daß es mir bisher möglich gewesen wäre, die Angaben nachzuprüfen, möchte ich hier auch ALB. MICHEL-LÉVYs (14) Ansicht erwähnen, nach der die Talhorngrauwacken der Famenne- oder Tournaystufe angehören würden. Diese Bestimmung ist nur auf Analogie mit Schichten des Morvans aufgebaut; man darf daher immerhin bezweifeln, ob es angebracht ist, den Leitwert einzelner Eruptivgesteine heranzuziehen und so hoch einzuschätzen.

So sieht MICHEL-LÉVY die grünen Gesteine (Diorit, Diabas, Gabbro), die als Ströme und Gänge in den grauen und schwarzen Schiefern<sup>1)</sup> und unter Schiefern und Kalken mit Devonfossilien bei Chagey westlich Belfort (Blatt Lure) liegen, als mitteldevonisch an. Dahin müßten nach seiner Auffassung dann auch die Gabbrokonglomerate vom Talhorn gehören.

Der Gabbro der Konglomerate macht den Eindruck, als habe er keinen weiten Weg zurückgelegt. Es liegt daher die Vermutung nahe, daß dieser vorkulmische oder frühkulmische Gabbro ganz in der Nähe zutage angestanden hat. Selten ist der Gabbro ungestört, meist sogar gepreßt und brecciös. Häufig treten auch eigentliche Gabbrobreccien auf, wie LINCK sie nennt, die aber teilweise richtiger als Reibungsbreccien zu bezeichnen wären<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> Die Schiefer und Tuffe enthalten oft zahlreiche Pflanzenreste (vgl. Sternseesattel) und sind von Granit durchbrochen und umgewandelt.

<sup>2)</sup> v. BUBNOFF, S. 384, wirft die Frage auf, ob nicht auch andere basische Massen als Ursprungsgestein der Hornblendeschiefer aufgefaßt werden können, da Diabase und Diabastuffe im südlichen Schwarzwald so gut wie gar nicht bekannt sind. Er vergleicht sie daher dem Alter und Charakter nach mit den Gabbroiden Massen von Ehrsberg und St. Blasien. Über einen mutmaßlichen Verband der Gabbroiden Massen mit dem Kulm ist so gut wie nichts bekannt, und das Alter dieser Eruptiva kann daher vorerst nur nach oben abgegrenzt werden. Die Amphibolite der Berger Höhe sind in unverändertem Zustand kaum von normalen Grauacken zu unterscheiden, treten aber am Granitkontakt, in dessen unmittelbarer Nähe sie sich besonders häufig finden, um so deutlicher hervor. v. BUBNOFF ist der Meinung, daß es sich um ursprünglich eingelagerte basische Eruptiva handelt; auch macht er auf die große Ähnlichkeit mit den Amphiboliten von Bl. Peterstal-Reichenbach (der Geol. Karte von Baden) aufmerksam.

Die Serpentine, die nach LINCK aus Olivin-Enstatitegesteinen entstanden und nicht aus Gabbro (21), sind überall am Talhorn stark gepreßt und in alle Fugen eingedrungen. Sie sind wohl älter als der Granit und gleichaltrig mit der Schieferaufrichtung und der Culmfaltung. Aus der Umgegend von Bergenbach erwähnt LINCK (S. 29) phyllitartige Schiefer, welche an manche Talkschiefer oder „außereuropäische Nephritvorkommnisse“ erinnern. Von der Grundmasse eines Gabbrokonglomerates sagt er (S. 54), daß in einer dunkelgraugrünen Grundmasse die kleinen Brocken von Gabbro oft ganz zurücktreten und die Grundmasse so feinkörnig wird, „daß da und dort Übergänge in nephritartige Gesteine entstehen“. Nach der STEINMANNschen Theorie der Schwellungsmetamorphose<sup>1)</sup> würde das benachbarte Vorkommen von Serpentin und Gabbro die Bildung von Nephrit an sich nicht unwahrscheinlich erscheinen lassen, doch habe ich bisher noch keinen echten Nephrit gefunden. Auch Herr Prof. PAULCKE, der die Freundlichkeit hatte, meine Schiffe zu untersuchen, konnte das bisher negative Ergebnis meiner Untersuchung nur bestätigen. Erwähnt sei auch noch das helle quarzitisches Gestein, welches dicht unter dem Talhorn Gipfel in den Serpentin eingeschlossen vorkommt und an die Quarzlinzen in den Weiler Schiefern erinnert. Auch oben am Drumontsattel kommt es vor. Bemerkenswert ist ferner, daß am Talhorn zusammen mit dem Serpentin Marmor, wenn auch nur in einem gleichmäßigen Aggregat kleiner Kalkspatkörner, auftritt. Unwillkürlich erinnert man sich dabei an Markirch und das Rauental mit den Serpentin und den Marmorlagern von St. Philipp, ohne daß einstweilen irgendwelche anderen Beziehungen festzustellen oder auch nur zu vermuten wären.

Was nun die tektonischen Verhältnisse anlangt, so erwähnt LINCK, daß das Streichen und Fallen der meist steil gestellten Schichten, besonders in den Konglomerat-Horizonten, ein so stark wechselndes sei, daß sich daraus ein Schluß auf die Tektonik nicht wohl ziehen läßt. Er erwähnt außerdem, daß die Grenze zwischen Granit und Schiefern wahrscheinlich von einer NNO gerichteten Spalte gebildet wird. Eine Bestätigung für den anormalen Charakter dieser Grenze sehe ich darin, daß vom Berberg bei Odern bis Ramerspach dem Granit die sonst vorhandene „porphyrische Randausbildung“ fehlt, die am Drumont dann wieder auftritt; doch glaube ich,

---

<sup>1)</sup> Sitzungsber. der Niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilkunde 1908.



daß es sich hier mehr um eine steilgestellte Überschiebung, als um eine Verwerfung handelt.

Das ganze Gebiet des Talhornes halte ich für eine Pressungs- und Durchstechungszone, in der zwischen zwei Gebirgsschollen die Schichten fast regellos zusammengepreßt wurden. Für die analogen Gebiete des Schwarzwaldes legt v. BUBNOFF den Gedanken nahe, an eine Art Aufpressungs- und Aufbruchzone zu denken.

Daß starke tektonische Vorgänge für das Talhorn in Frage kommen, zeigt die Struktur der meisten hier auftretenden Gesteine. Besonders erwähnt LINCK, daß der Serpentin infolge von Faltung und Zerreißen in langgezogenen Linsen auftritt. Ich möchte hinzufügen, daß ein Teil der Gesteine, die von LINCK als Konglomerate geschildert wurden, durchaus den Eindruck von gepreßten, mylonitisierten Gesteinen und Reibungsbreccien macht. Besonders ist dies an den Gabbrokonglomeraten südöstlich von Bergenbach bemerkbar. Auch der schon dem Granit eingelagerte Quarzgang von Langenbach scheint nicht nur eine Verwerfung darzustellen, sondern eine Art von Trümmerhorizont im kleinen, da außer dem Quarz, der sich wohl samt den übrigen Mineralien erst sekundär gebildet hat, noch eine Menge anderer Gesteinsbrocken der Umgebung sich dort eingebacken finden.

Die Quetschzone des Talhornes stellt jedoch nicht nur einen isolierten Komplex dar, sondern einen Teil einer auf weitere Erstreckung hin zu verfolgenden Zone, die nach LINCK am Drehkopf (Serpentin mit Gabbrokonglomerat und gneisartige Grauwacken) und am Drumont zu erkennen ist. Am Drumont liegen die Verhältnisse eigentlich noch klarer als am Talhorn, da fast alle Gesteine, die vom Talhorn her bekannt sind, dort am Drumont (auf dem Wege nach dem Felleringer Kopf) in einer steilgestellten Zone, zwischen Kammgranit und Grauwacken, eingepreßt vorkommen. Die beiden Punkte scheinen nur durch eine transversale Blattverschiebung, etwa bei Ramerspach, getrennt zu sein. Am Drumont finden sich, scharf vom Kammgranit getrennt: Serpentin, Gabbrokonglomerate usw., heller Quarzit und Grauwacken.

Diese Talhorn-Drumontzone ist nur wenig ausgebreitet, weil sie wohl durch posthume Bewegungen zerstört und dadurch ihr Charakter verwischt wurde. An der großen Verwerfung des Wildensteinertales schneidet die Zone plötzlich ab. Da sie im Gebiet östlich davon sich nur in einzelnen höher gelegenen und tief eingefalteten Erosionsresten erhalten hat, liegt der Gedanke nahe, daß das Talhorn-Drumont-Gebiet

westlich dieser Verwerfung abgesunken ist. Außer den Konglomeraten und Serpentinien am Drehkopf wären als östliche Reste gleicher Art noch die Gabbrokonglomerate vom Ahrtschfelsen bei Geißhausen und vom Dengelberg bei Wesserling zu erwähnen.

Die Trümmer- und Quetschzone des Talhornes sinkt gegen Odern und liegt bei Stickelrain auf Grauwacke; am besten tritt sie an den Abhängen gegen Odern, besonders bei Bergenbach hervor, während sie auf der Westseite verstürzt und vielfach von Glazialschutt und eratischen Blöcken bedeckt ist. Irgendwelche Gesetzmäßigkeit ist hier wie in allen Aufbruchs und Quetschzonen nicht zu erkennen. Freilich läßt sich die Ausbildung im Hangenden der Quetschzone von der im Liegenden trennen, doch ist es schwer, daraus irgend etwas Wesentliches für die Tektonik abzuleiten. LINCK spricht von überkippter Lagerung, VAN WERVEKE sieht den Schichtenbau (Führer durch das Elsaß, S. 381) als eine von Serpentin und Konglomerat erfüllte Mulde an, die von Schieferrn umschlossen wird und steil gegen Osten einfällt. Mir will es scheinen, als ob die Auffassung dieses Gebietes als tektonische Störungszone ähnlich der im Weiler- und im Lebertal — nur mit größerer Mannigfaltigkeit der Gesteinsarten — dazu beitragen kann, das Verständnis dieses schwierigen Gebietes und dieser „sehr merkwürdigen Schichtenfolge“ zu erleichtern. Im allgemeinen streicht der Drumont-Talhornzug SW—NO, ebenso der erzführende Quarzgang von Langenbach und der Porphyrgang am Sutterberg.

### **Zur Tektonik des Schwarzwaldes und der Vogesen.**

Die drei Trümmerhorizonte der Vogesen, über die die wichtigsten Angaben oben zusammengestellt wurden, bilden ebenso wie die ähnlich gestalteten Gebiete des Schwarzwaldes Zonen, an denen die Gebirgsbildung in besonders auffallender Weise ihre Spuren hinterlassen hat, und die auch schon jetzt, ohne daß übersichtliche Spezialkartierungen vorliegen, einiges über die Tektonik des Gebirges verraten.

Eine Anzahl großer, streichender Verwerfungen liegt vor, die nicht nur als Vertikalbewegungen gedeutet werden können, da Quetschzonen mit ihnen verbunden sind oder ihnen parallel laufen. Ich schließe daraus, daß auch horizontale Verschiebungen stattgefunden haben. Besonders nachdem ich in den Pyrenäen, Skandinavien und in den Alpen solche Trümmergesteine eingehend auf ihre Lagerungsverhältnisse untersucht habe, möchte ich

auch den Trümmerzonen der Vogesen und des Schwarzwaldes eine ähnliche tektonische Bedeutung zuschreiben, wie sie ihnen in den jüngeren Kettengebirgen zukommt. Was die geschieferten Granite des Schwarzwaldes anlangt, von denen ich ausgegangen bin, so kommt ja auch v. BUBNOFF zu dem Resultat, daß diese Quetschzonen tektonischen Linien entsprechen.

Ob es sich um einfachen Schollen- und Schuppenbau handelt oder um tiefer und weiterreichende Bewegungen, die an den erwähnten Linien austreichen, möchte ich noch nicht entscheiden. Ich erwähne aber, daß die neuen noch nicht abgeschlossenen Aufnahmen des Breuschtalgebietes eine Reihe starker, tektonischer Bewegungslinien ergeben haben, die wohl z. T. als Überschiebungen anzusehen sind. Solange freilich die Spezialkarten nicht veröffentlicht oder überhaupt noch nicht bearbeitet sind, wird es bei diesen Fragen mehr oder weniger darauf herauskommen, Vergleiche mit dem ähnlich gebauten, aber besser bekannten, Schwarzwald anzustellen. Dabei darf man jedoch nicht vergessen, daß eine Parallelisierung kaum begonnen ist, und auch so bald noch nicht durchgeführt werden kann, weil noch recht große Schwierigkeiten dabei zu überwinden sein dürften. Besonders wird die Differenz in der Auffassung der Granite zu beiden Seiten des Rheins einen solchen Vergleich erschweren, wenn auch, um nur einiges zu erwähnen, in den Carbongebieten Südbadens und denen von Maasmünster usw., ebenso z. B. in den Kontaktgebieten von Hohwald und Baden-Baden genug Vergleichspunkte zu finden sind.

Man darf dabei niemals übersehen, daß wir es im Schwarzwald und in den Vogesen, wie auch SCHNARRENBURGER (17) hervorgehoben hat, mit sehr tief erodierten Rumpfen zu tun haben, deren Tektonik im allgemeinen vielleicht einfacher erscheinen wird wie in einem noch wenig abgetragenen Faltengebirge, daß sie zugleich aber auch ganz abweichende Verhältnisse bieten müssen. Es erscheint mir heute noch verfrüht, aus den bisherigen Untersuchungen schon die Struktur dieser Gebirge abzuleiten, wie es SCHNARRENBURGER (17) und WILCKENS (29) für den Schwarzwald versucht haben, wenn ich auch glaube, daß es sich dabei um Erklärungen handelt, die wohl später einmal (besonders auch nach beendeter Kartenaufnahme) zu den selbstverständlichen Grundlagen zählen werden. Heute, solange nur unvollständiges Material vorliegt, wäre ein solcher Versuch übereilt.

Es ist einstweilen nur möglich, nach SCHNARRENBURGERs Beispiel — wie es oben ja auch für verschiedene Vogesengebiete geschehen — einzelne deutlich hervortretende Linien

herauszusuchen und nach ihnen größere Komplexe krystalliner bzw. paläozoischer Schiefer gegenseitig abzutrennen dort, wo wechselndes Streichen oder wechselnder petrographischer Habitus (wie in den Vogesen) gut zu unterscheiden sind. Wo die trennenden Grenzen durch die beschriebenen Trümmerzonen ausgezeichnet sind, glaube ich, daß es sich zweifellos um wichtige Leitlinien des varistischen Gebirgsbaues handelt, deren Bedeutung für das Verständnis der alten carbonischen Tektonik auch heute schon nicht zu unterschätzen ist.

Läge es auch nahe, wie SCHNARRENBURGER und v. BUBNOFF es getan, solche Leitlinien mit Überschiebungen in Verbindung zu bringen, die ja, wie erwähnt, auch im Vogesengebiet nicht unbekannt sind, so muß doch die Art, wie die „Schubmassen“ bewegt wurden, vorderhand noch bis auf wenige Ausnahmen dahingestellt bleiben. Für einen Vergleich vollends mit alpinem Gebirgsbau oder für eine Übertragung dieser Auffassung auf die varistischen Gebirge würden sich, wie WILCKENS (29) ja auch betont, sehr erhebliche Schwierigkeiten ergeben, selbst wenn man in Betracht zieht, daß wir es nur mit den tiefsten abradierten Rumpfschollen zu tun haben. Immerhin zeigt der Nordrand des varistischen Bogens, daß gewaltige Massenverschiebungen wie zu allen anderen Faltungszeiten, so auch während der carbonischen vorgekommen sind; daher ist es in diesem Zusammenhang angebracht, auch auf die leider noch nicht durch ausführliche Darstellung bekräftigten Ansichten französischer Forscher über den Bau einiger innerer Ketten im südlichen Teil des varistischen Gebirges hinzuweisen.

Eine ausführliche Zusammenfassung über den „Deckenbau“ in der Gegend von St. Etienne nach den Mitteilungen von P. TERMIER und FRIEDEL habe ich schon früher (18) gegeben. Wichtiger für uns ist TERMIERS und BERGERONS Vermutung über das Gebiet von Gironcourt<sup>1)</sup> und Ronchamp (Haute Saône). BERGERON spricht von einer großen Decke, die sich von Ronchamp nach Gironcourt und von dort an der Westflanke der Vogesen fortsetzt. Leider wurde bisher darüber weiteres nicht veröffentlicht. Bei Gironcourt sur Vraine (bei Mirecourt, Vosges) spricht TERMIER (19) auf Grund von gequetschten und geschleppten Feldspatgesteinen (von Barrois mit Quarzphylliten der Bretagne und des Taunus verglichen), deren Feldspate fast ganz von Muskovit verdrängt sind und die bei

---

<sup>1)</sup> Vgl. auch VAN WERVEKES Ablehnung dieser Auffassung. Niederrh. Geol. Verein 1910, S. 28.

830 m unter dem Carbon (Ottweiler Schichte) angefahren wurden, von „Deckenbau“, den er als postdinantien und antestephanien bezeichnet.

Schließlich muß hier auch SCHNARRENBURGERS Auffassung (17) von der Tektonik des Elztales Erwähnung finden. Er meint, daß die Kandelmasse von der Kinzigtälermasse überlagert werde und nördlich der Elz unter den Kinzigtälergneisen verschwinde. Über den mechanischen Vorgang könne man zurzeit nur Vermutungen aussprechen, die ihre Stütze in Analogien mit tektonischen Verhältnissen der heutigen Kettengebirge haben. Die Vorgänge müßten älter sein als der jung-carbonische Triberger Granit.

Es ergibt sich daraus, daß für alle Gebiete rings um die Vogesen herum Überschiebungen, ja sogar Deckenbau vermutet wird. Trotzdem stelle ich die obigen Tatsachen ohne irgendwelchen Kommentar zusammen; den Charakter dieser tektonischen Erscheinungen festzustellen, mag späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben. Da verschiedene der besprochenen Zonen z. T. weit auf französisches Gebiet hinübergehen, ist eine weitere Klärung der Frage sehr von Begehungen im Grenzgebiet abhängig, die nach vorläufiger Besprechung auch gemeinsam mit französischen Fachgenossen in Aussicht genommen sind. Für diejenigen, die es lockt, nach bekanntem Muster ein Deckenprofil durch die Vogesen zu legen, was sich übrigens leichter zeichnen als verteidigen ließe, möchte ich noch auf einige Punkte aufmerksam machen, die bisher unaufgeklärte Analogien zeigen. Es sind dies der Serpentin und Kalk, der dicht an der Markircher Verwerfung, andererseits in der Trümmerzone des Talhorns auftritt, ferner die Ähnlichkeit zwischen Belchengranit und dem Granit von Barr-Andlau und zwischen gewissen Grauwacken mit den Weiler Schiefern.

Wenden wir uns zum Schluß dem Alter dieser tektonischen Vorgänge, als deren Ausdruck wir die Trümmernmassen ansehen müssen, zu, so empfiehlt es sich, zuerst die von v. BUBNOFF so eingehend studierten Verhältnisse im Schwarzwald noch einmal zum Vergleich heranzuziehen. Der Verlauf des Streichens der gepreßten Granite steht in Zusammenhang (S. 405) mit den Bewegungen, welche das ihnen nördlich vorgelagerte Gneismassiv durchgemacht hat. Die Gneise und alten Schiefer gehören andererseits wieder zwei getrennten tektonischen Komplexen an, von denen jeder eine besondere gebirgsbildende Bewegung aufzuweisen hat. Einer rein O—W-Bewegung der Schiefer steht das varistische Streichen der

Gneismassen gegenüber. Die O—W-verlaufende Gebirgsbildung ist vorgranitisch, und die Schieferung der Granite erfolgte erst nachträglich, zusammen mit der Bildung der SW—NO-streichenden Gebirgsfalten. Da die geschieferten Granite aber auch älter als der Culm von Lenzkirch (und jünger als die vom Granit injizierten und metamorphosierten Schiefer von Aha) sind, dürften sie wohl mittelkulisches Alter haben. Aus der Bildung der Amphibolite schließt v. BUBNOFF weiter, daß der Kontaktmetamorphose durch die Granite eine Dynamometamorphose und der Injektion durch die basischen Gesteine eine Schieferung vorausging.

Ähnlich wie diese beiden schief zueinander gerichteten Faltungsphasen im Schwarzwald (von denen eine vorgranitisch ist) nimmt ALB. MICHEL-LÉVY nach seinen Untersuchungen in den Südvogesen und im Morvan zwei Faltungsphasen an, von denen die zweite, freilich erst gegen Ende des Perm auftretende, schwächer gewesen sein soll als die erste gegen Ende der Visézeit. Da in diesen Gebieten die Eruption der Granite am Ende der Tournaistufe vor Beginn der Viséestufe feststeht, handelt es sich demnach um zwei postgranitische Faltungsphasen; MICHEL-LÉVY unterscheidet sonst nur zwei Serien von Eruptivgesteinen, die einen vor Aufbruch der Granite, die anderen nachher. Übrigens ist die Faltungsrichtung der herzynischen (varistischen) Ketten hier im Südwesten nicht immer rein NNO, sondern scheint abhängig von der Eruption des Belchengranites zu sein, und teils O—W, im Osten sogar armorikanisch, d. h. schwach nach NNW zu streichen.

VAN WERVEKE (27) stellt die Graniteruptionen an die Grenze von Unter- und Obercarbon, die Aufrichtung der Schichten in vorobercarbonische (Culm?) Zeit und die Zerkümmerung in die Zeit des Obercarbons. Es scheint sicher, daß auch im eigentlichen Vogesengebiet verschiedene Phasen der Gebirgsbildung vorliegen. Da die großen Granitmassen, z. B. der Kammgranit (Zone von Deutsch-Rumbach), mitbetroffen wurden, halte ich es auch für wahrscheinlich, daß die Trümmerbildung und die großen Dislokationen in nachkulisches Zeit zu verlegen sind.

Was endlich die Faltungsrichtung anlangt, so möchte ich darauf hinweisen, daß es durchaus nicht feststeht, daß der Schub und Faltungsdruck nur von Süden nach Norden gewirkt hat, was man einstweilen wohl nach Analogie mit der Tektonik der Gebirge am Nordrand der varistischen Ketten unbedenklich annimmt.

---

In den bisherigen Vergleichen zwischen Alpen- und Mittelgebirgstektonik sehe ich nicht etwa, wie wohl die meisten, ein verfehltes Unternehmen, das auf einer falschen Fragestellung beruht, sondern nur einen Versuch mit bisher noch ungenügenden Mitteln. Hat sich einmal die alpine Gebirgsforschung so weit geklärt, daß der bleibende Kern zum Allgemeingut geologischer Forschung geworden ist, dann wird man auch nicht mehr Alpine und Mittelgebirgstektonik trennen, sondern von den Gesetzen des Gebirgsbaues schlechtweg sprechen, die die Bewegungen aller Faltungsperioden der Erde in gleicher Weise beherrschten. Soviel steht fest, daß die jetzt noch vielfach irrenden Versuche, einheitliche Gesetze des Gebirgsbaues aus den Alpen abzuleiten, nur den Zweck haben können, als Endergebnis zu allgemeingültigen Gesetzen für die Architekturformen des Erdbodens im allgemeinen zu führen.

*Literaturverzeichnis:*

1. BRUHNS, W.: Über Granit und Gneis mit besonderer Berücksichtigung des Vorkommens in den Vogesen. Mitt. Philomat. Ges. Els.-Lothr., Bd. II, S. 133.
2. — Mitteilungen über das Gneis und Granitgebiet nördlich von Markirch. Mitt. Geol. Landesanst. Els.-Lothr. 1899, Bd. V, S. 1.
3. — Mitteilung aus dem Gneisgebiet des oberen Weilertales. Ebenda, 1903, Bd. V, S. 344.
4. — Das Granitgebiet zwischen Kaysersberg und Rappoltsweiler. Ebenda, 1909, Bd. VII.
5. BÜCKING, H.: Zur Kenntnis der Erzgänge im Lebertal unterhalb Markirch. Ebenda, 1913, Bd. VIII, 2.
6. v. BUBNOFF, S.: Beiträge zur Kenntnis der Culmzone im südlichen Schwarzwald. Die geschieferten Granite von Altglashütten. Mitt. Gr. Bad. Geol. Landesanst. 1912, VII, S. 361.
7. — Zur Tektonik des südlichen Schwarzwaldes. N. J. 1912, Bd. I, S. 147.
8. CHENUT, H.: Note sur les terrains anciens des environs de Labine (Vosges). Bull. séances soc. d. sc. Nancy 1890, 63—66.
9. COHEN, E.: Das obere Weilertal und das zunächst angrenzende Gebirge. Abh. Geol. Spez.-Karte Els.-Lothr. 1889, Bd. III, S. 137.
10. GRÄFF, FR.: Granit und Gneis im südlichen Schwarzwald. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1892, 44. Bd., S. 533.
11. GROTH, P.: Das Gneisgebiet von Markirch im Ober-Elsaß. Abh. Geol. Spez.-Karte Els.-Lothr. 1877, Bd. I, 3, S. 395.
12. HERRMANN, R.: Das Culmgebiet von Lenzkirch im Schwarzwald. Ber. Natf. Ges. Freiburg i. B., Bd. VII, S. 1.
13. LINCK, G.: Geognostische Beschreibung des Talhorns im oberen Amarinertal. Mitt. Geol. Landesanst. Els.-Lothr. 1892, Bd. IV, S. 1.
14. MICHEL-LÉVY, A.: Analogies des Terrains primaires du Sud des Vosges et de ceux du Morvau. Bull. Soc. Géol. de France 1910, IV, p. 816.
15. PHILIPP, H.: Studien aus dem Gebiet der Granite und umgewandelten Gabbro des mittleren Wiesentales. Mitt. Gr. Bad. Geol. Landesanst. 1910, Bd. VI, S. 326.

16. RHEIN, A.: Beiträge zur Kenntniss des Hornblendegneises und des Serpentin von Markirch i. Els. Mitt. Geol. Landesanst. Els.-Lothr. 1907, Bd. VI.
17. SCHNARRENBERGER, K.: Tektonik des Elztales. Ber. über d. Versammlung des Oberrh. geol. Vereins 1908, S. 56.
18. v. SEIDLITZ, W.: Über Granit-Mylonite und ihre tektonische Bedeutung. Geol. Rundschau I, 1910, S. 188.
19. TERMIER, P.: Sur l'existence de terrains charriés au-dessous du Houiller de Gironcourt (Vosges). Bull. Soc. Geol. France IX, 1909, p. 75.
20. UNGEMACH, L.: Die Erzlagerstätten des Weilertales. Mitt. Geol. Landesanstalt Els.-Lothr. 1907, Bd. VI.
21. WEIGAND, B.: Die Serpentine der Vogesen. TSCHERMAK. Mineralog. Mitt. 1875, Heft III.
22. VAN WERVEKE, L.: Geogn. Unters. d. Umgeg. von Rappoltsweiler usw. Mitt. d. Kommiss. f. d. geol. Landesuntersuchung v. Els.-Lothr. 1888, Bd. I, S. 180.
23. — Untersuchungen im Grauwackengebiet des Ober-Elsaß. Mitt. Geol. Landesanst. Els.-Lothr. 1892, Bd. IV, S. XLV—XLVI.
24. — Das Gneis- und Granitgebiet von Rappoltsweiler. Mitt. Philom. Ges. Els.-Lothr. 1897, Bd. I.
25. — Zur Geologie der mittleren Vogesen und der Umgebung von Kaysersberg. Mitt. Philomat. Ges. Els.-Lothr. 1905, Bd. III.
26. — Aperçu sur la Constitution et l'Histoire Géologique des Vosges. Ann. Soc. Géol. de Belgique 1909, p. 34.
27. — Die Trierer Bucht und die Horsttheorie. Ber. d. Niederrh. geol. Vereins 1910, S. 12.
28. — Übersicht über den geologischen Bau und die geologische Entwicklung des Reichslandes Elsaß-Lothringen. Wanderausstellung d. D. Landw. Ges., Straßburg 1913.
29. WILCKENS, O.: Über die Schwierigkeiten, die sich der Konstruktion von Deckfalten in den Profilen des Schwarzwälder Gneisgebirges entgegenstellen. Ber. Niederrh. Geol. Verein, Münster 1908.

## 10. Neues von der Trogontherienstufe am Niederrhein.

Von Herrn HANS POHLIG.

Bonn, den 7. Oktober 1913.

Nachdem ich zuerst die Dinotheriensichten aus dem Neuwieder Becken nachgewiesen hatte<sup>1)</sup>, gelang es mir bald hernach, auch die Trogontherienstufe in derselben Gegend aufzufinden<sup>2)</sup>. Seitdem haben sich die Entdeckungen in letzterer

<sup>1)</sup> H. POHLIG: Entdeckung der Dinotheriensande am Niederrhein. Diese Monatsberichte 1907, S. 221.

<sup>2)</sup> H. POHLIG: *Elephas trogontherii* in England. Diese Monatsberichte 1909, S. 249.



Stufe dort in erfreulicher Weise vermehrt; sie bieten jetzt aus den zu mehr als 150 Meter über dem Rheinspiegel reichenden, alten Flußseesanden von Kerlich und Mülheim bei Koblenz folgendes Gesamtbild der Fauna:

*Elephas (primigenius) trogontherii* POHL.  
*Hippopotamus (amphibius) Germaniae* POHL.  
*Rhinoceros (Merckii) mosbachensis* POHL.  
*Equus (caballus) Süssenborni* WU.  
*Cervus* sp. (kleine Art).  
*Cervus (alces) latifrontis* JO.  
*Bison (Europae) priscus* BOJ.  
*Hyaena (striata) trogontherii* POHL.  
*Ursus subspelaeus* POHL. (= *U. Deningeri* v. REI).

Näheres über die einzelnen Spezies und eine Abbildung der *Hyaena trogontherii* habe ich an anderer Stelle mitgeteilt<sup>3)</sup>. Danach sind diese Sande von Mülheim-Kerlich dem Teil der Trogontherienstufe zuzurechnen, den ich als Mosbachium bezeichnet habe; meine frühere Einteilung dieser Stufe in Rixdorfium, Süssenbornium, Mosbachium und Norfolkium hat sich seither ebenso glänzend bewährt und durch sehr viele neue Tatsachen gefestigt, wie die faunistische Trennung der plistocänen, und jüngsten Pliocänschichten nach den Elephanten in Meridionalisstufe (Valdarnium und Suffolkium), Trogontherienstufe, Antiquusstufe (Taubachium) und Mammutstufe<sup>4)</sup>; die Auffindung neuer Zwischenglieder bei Mauer (zwischen Taubachium und Mosbachium) und Steinheim a. Murr beweist, daß scharfe Grenzen, wie sich ja von selbst versteht, nirgends vorhanden sind.

Die Trogontherienstufe von Mülheim-Kerlich am Neuwieder Becken gewinnt noch erheblich an Bedeutung dadurch, daß hier drei knochenreiche Ablagerungen sehr verschiedener Zeiten an gleicher Stelle übereinander ruhen: Tertiär, Mosbachium und Löß; letzterer bekundet dadurch seine gleiche Entstehungsart als fluviolakustrisches Gebilde (in diesem Fall aus Hochflut); ebenso wie durch seine besonders ausgezeichnete horizontale Schichtung in allen diesen Gegenden auf sehr weite Erstreckung hin, hier sehr augenfällig ausgeprägt durch ausgedehnte Lagen von Lößkindeln und namentlich durch eingeschwemmtes vulkanisches Material des benachbarten Laachersee-

<sup>3)</sup> Bull. soc. belge de géol., proc. verb., S. 144—146. Brüssel 1913.

<sup>4)</sup> H. POHLIG: Eiszeit. 2. Aufl. Leipzig, QUELLE & MEYER, 1911, S. 64 usw.

gebietes. Von Tierresten sind in der Grube zu Kerlich im dortigen Löß solche des Polarnashorns (*Rhinoceros tichorhinus* CUV., seu *antiquitatis* BLU.) und des Mammutpferdes, *Equus (caballus) primigenii* POHL., am meisten bemerklich.

Die tiefsten Tertiärschichten daselbst gehören zweifellos der ältern niederrheinischen Braunkohlenbildung an, die wegen des Gehaltes an mehreren Spezies von *Anthracotherium* zum Oligocän gestellt wurde und neuerdings zum Miocän gezogen wird. Die dort unmittelbar unter dem Trogontheriensand liegenden plastischen Tone dagegen enthalten häufig Reste eines kleinen, dem von Messel entsprechenden Krokodils, auch Teile von *Dicroceros furcatus* und anscheinend *Mastodon*, sowie *Aceratherium*; und ich halte es nicht für ausgeschlossen, daß wenigstens ein Teil der Dinotherienfunde des Neuwieder Beckens nicht von dem Ort Wirges, sondern von einem der verschiedenen Leute des Namens Wirges aus den Gruben von Mülheim-Kerlich herstammt. Die Trogontherienstufe ruht also hier zunächst auf Neogen.

---

## Neueingänge der Bibliothek.

- ANDRÉE, K.: Über den Cölestin im Mokattamkalk von Ägypten nebst allgemeinen Bemerkungen über sedimentäre Cölestinvorkommen und einem Anhang über eine Stylocœnia. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min. 37, Stuttgart 1913.
- Über die Anordnung allgemein-geologischer Sammlungen zur Erläuterung der äußeren Dynamik. S.-A. aus: Geolog. Rundschau, Bd. V, 1. Leipzig u. Berlin 1914.
- Über die Herkunft des Cölestins im Mokattamkalk Ägyptens. S.-A. aus: Geolog. Rundschau, Bd. IV. Leipzig u. Berlin 1914.
- Reine Translation oder abnorme Knickung beim Steinsalz? (Bemerkungen zum Referat von Herrn M. NAUMANN im N. Jahrb. Min. 1913 über meine Mitteilung „Über ein blaues Steinsalz“.) S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1913, Nr. 22.
- BERG, G.: Beiträge zur Geologie von Niederschlesien mit besonderer Berücksichtigung der Erzlagerstätten. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 74. Berlin 1913.
- BRANCA, W.: Ziele vulkanologischer Forschung. Eine Begründung des Antrages der Berliner Akademie der Wissenschaften auf Internationalisierung der vulkanologischen Forschung. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Kgl. Preuß. Akademie der Wissenschaften, Jahrg. 38, 1913. Berlin 1913.
- CROOK, A. R.: Needless Regulations in Museums. S.-A. aus: Prve. of the Am. Ass. of Mus., VII, 1913.
- DREYER, J.: Die Moore Pommerns, ihre geographische Bedingtheit und wirtschaftsgeographische Bedeutung. Greifswald 1913.
- GAGEL, C.: Geologische Charakterbilder, herausgegeben von Dr. H. STILLE. Heft 20, Vulkanische Erscheinungen der nordwestafrikanischen Inseln. Berlin 1914.
- GOTHAN, W.: HENRY POTONIE, Braunkohle. Zeitschrift für Gewinnung und Verwertung der Braunkohle. Jahrg. XII, 41. Halle 1914.
- HIRT, W.: Das Leben der anorganischen Welt. Eine naturwissenschaftliche Skizze. München 1914.
- HOLST, N. O.: Le Commencement et la Fin de la Période Glaciaire. Etude géologique et archéologique. S.-A. aus: L'Anthropologie. T. XXIV, 4/5. Paris 1913.
- KATO, T.: Aurichalcite from the Tsuzuragahayama Mine, Prov. Nagato, Japan. S.-A. aus: Journ. Geol. Soc. Tokyo, vol. XX, Nr. 233, 1913.
- Mineralization in the contact metamorphic ore deposits of the Ofuku Mine, Prov. Nagato, Japan. S.-A. aus: Journ. Geol. Soc. Tokyo, vol. XX, Nr. 233, 1913.
- LEIVISKÄ, J.: Über den See Oulujärvi und seine Uferformen. Mit 1 Karte und 58 Abbildungen. Annales Academiae Scientiarum Fennicae, III, 12. Helsinki 1913.
- LISSEN, C. J.: Un nuevo aparato geomorfológico litoral. Contribucion a la Geografia Fisica del Peru. Lima 1913.
- Edad de los fósiles peruanos y distribución de sus depositos en la republica. Mapa paleontológico del Peru. 1. Ubicación de afloramientos sincrónicos y sinópsis de su fauna y flora fósiles. Contribucion a la Geologia del Peru. Lima 1913.

- MICHAEL, R.: Die geologischen Grundlagen des Bergbaues in Ostdeutschland.
- RABOT, CH., MERCANTON, P. L. u. MURET, E.: Les Variations periodiques des Glaciers. XVIII<sup>me</sup> Rapport 1912. S.-A. aus: Zeitschrift f. Gletscherkunde, Bd. VIII, 1913. Berlin 1913.
- RIMANN, E.: Trachyt, Phonolith, Basalt in Deutsch-Südwestafrika. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1914, Nr. 2. Stuttgart 1914.
- ROMBERG, F.: Technik und Kunst. Rede zur Feier des Geburtstages Sr. Majestät des Kaisers und Königs Wilhelm II. Königl. Techn. Hochschule Berlin am 26. Januar 1914. Berlin 1914.
- SCHMIDLE, W.: Der Hohentwiel. Vortrag, gehalten an der 44. Jahresversammlung auf dem Hohentwiel den 2. September 1913. S.-A. aus: Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees, Heft 42, 1913.
- Ergebnis der Untersuchungen der Molasse am N.W. Bodensee. S.-A. aus: Eclogae geologicae Helvetiae, vol. XII, Nr. 5.
- SCHUCHERT, CH.: Fossils for Stratigraphic Purposes. S.-A. aus: Econ. Geol. VIII, 6, 1913.
- The Delimitation of the Geologic Periods illustrated by the Paleogeography of North America. Congrès Géologique International. Canada 1913.
- SCHULZ, E.: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. S.-A. aus: Glückauf, Berg- u. Hüttenmänn. Zeitschrift 1914, Nr. 6. Essen 1914.
- WAHNSCHAFTE, F.: Die Endmoränen im norddeutschen Flachlande. Geologische Charakterbilder, herausgegeben von Dr. H. STILLE. Heft 19. Berlin 1913.
- WEBER, M.: Beispiele von Primärschieferung innerhalb der böhmischen Masse. S.-A. aus: Zentralbl. Min., Jahrg. 1913, Nr. 24. Stuttgart 1913.
-

# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

### B. Monatsberichte.

Nr. 3.

66. Band.

1914.

#### INHALT



	Seite
Protokoll der Sitzung vom 4. März 1914 . . . . .	129

#### *Vorträge:*

MILCH, L.: Zu HARRY ROSEBUSCHS Gedächtnis (Mit einem Bildnis*) . . . . .	129
HARBORT, E. u. A. MESTWERDT: Vorläufige Mitteilungen über das geologische Profil des Mittellandkanales (Mit 6 Textfiguren) . . . . .	161
KEILHACK, K.: Über subtropische und tropische Torfmoore (Titel) . . . . .	191

#### *Briefliche Mitteilungen:*

MENZEL, HANS: Über die Fossilführung und Gliederung der Lößformation im Donaual bei Krems. Eine vorläufige Mitteilung (Mit 1 Textfigur) . . . . .	192
POHLIG, H.: Graues, marines Oberoligocän im Untergrunde der Stadt Düsseldorf . . . . .	197

Neueingänge der Bibliothek . . . . .	199
--------------------------------------	-----

\*) Ein Bild von H. ROSEBUSCH erscheint mit dem nächsten Monatsbericht.

# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFET	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	„ BORNHARDT	„	HENNIG
sitzende:	„ KRUSCH	„	JANENSCH
Schatzmeister:	„ MICHAEL	„	WEISSERMEL
Archivar:	„ SCHNEIDER		

## Beirat für das Jahr 1914

Die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen,  
OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

## Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahrenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bucherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**,  
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr Janensch**, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Oberbergrat Bornhardt**, Charlottenburg, Dernburg-Str. 49 oder Herrn **Professor Dr. Krusch**, Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Rich. Michael**, Charlottenburg, Kaiserdamm 74, Postscheckkonto **Berlin NW 7, Konto Nr. 16071** oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen

# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

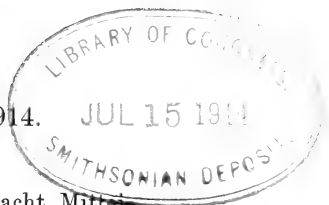
### B. Monatsberichte.

Nr. 3.

1914.

Protokoll der Sitzung vom 4. März 1914.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.



Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und macht Mitteilung von dem Ableben des Mitglieds der Gesellschaft, Grubenbesitzers FRANZ XAVER MICHELS in Andernach. Die Gesellschaft erhebt sich zu Ehren des Verstorbenen.

Der Vorsitzende macht Mitteilung von einem Schreiben des Vorsitzenden des X. Internationalen Geographenkongresses in Rom, betreffend das Projekt eines Atlases der Oberflächenformen der Erde.

Als neues Mitglied wird vorgeschlagen:

Herr Bergreferendar HEINRICH PLATT, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KRUSCH und MICHAEL.

Der Vorsitzende legt die eingegangenen Bücher und Schriften vor.

Herr L. MILCH-Greifswald spricht Zu HARRY ROSENBUSCHs Gedächtnis.

Wenn ein Großer im Reiche des Geistes von uns scheidet, nachdem er in einem langen Leben durch angestrengte Arbeit sein hohes Ziel erreicht hat, dann müssen alle, die ihm im Leben nahestehen durften, die Trauer in ihren Herzen verschlossen halten: nicht des Vergänglichen, des Bleibenden sollen wir gedenken. So darf auch heute, da uns die Erinnerung an HARRY ROSENBUSCH vereint, nicht schmerzliche Klage um den Verlust laut werden, den der einzelne erlitten hat — Dank und Freude der Allgemeinheit sollen ihren Ausdruck finden,

Dank an das Schicksal dafür, daß es ihm gegönnt hat, seinen Weg in ungebrochener Kraft bis an das Ende zu gehen, Dank an den Dahingeshiedenen für alles, was er erstrebt und erreicht hat, und stolze Freude darüber, daß wir einem solchen Mann uns über den Tod hinaus dauernd verbunden fühlen dürfen. Und kam uns der Abschied zu früh, zu ihm trat der Tod als Freund — nachdem der arbeitsfrohe Mann selbst sein Lebenswerk abgeschlossen hatte, um in philosophischer Klarheit seine letzten Jahre zu verleben, gönnte er ihm glückliche Jahre der Rast und führte ihn dann ohne Qual und ohne Kampf zur Ruhe, bevor sein reger klarer Geist der Zeit seinen Zoll zahlen mußte. Friedlich schied er aus einem friedlichen Alter; seine letzten Tage waren nicht verbittert durch den Gedanken an ein Mißverhältnis zwischen Gewolltem und Erreichtem: er durfte auf ein abgerundetes Lebenswerk zurückblicken, das er uns als reife Frucht seiner Mühe und seiner Arbeit hinterläßt, und die beste Huldigung, die wir dem Verklärten darbringen können, ist ein Blick auf dieses Lebenswerk.

Ein glücklicher Stern führte den klassischen Philologen ROSENBUSCH als reifen Mann von Brasilien zurück und ließ ihn in Heidelberg ROBERT BUNSENS Vorlesung über Experimentalchemie hören. Die hier empfangenen Eindrücke bestimmten ROSENBUSCH, sich den Naturwissenschaften zu widmen; in dem reichen Lorbeer, der BUNSENS Andenken für immer krönt, gilt somit ein Zweig auch dem Verdienst, daß er ROSENBUSCH uns gewonnen hat. In der zweiten Hälfte der sechziger Jahre war in BUNSENS Laboratorium ein großer Kreis von jungen Forschern versammelt, die bald Zierden der Mineralogie und Petrographie werden sollten, unter ihnen EMIL COHEN, KARL KLEIN, HUGO LASPEYRES; BUNSENS Anregungen, der durch seine Studien über den Chemismus der isländischen Gesteine einen großen Einfluß auf die Petrographie ausgeübt und durch seinen berühmten, 1861 in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft erschienenen Brief an STRENG die Frage nach der Ausscheidungsfolge in Eruptivgesteinen auf eine ganz neue Grundlage gestellt hatte, mußten zu einer Zeit, in der das Mikroskop durch H. C. SORBY, H. VOGELSANG und F. ZIRKEL in der Gesteinswelt die ersten großen Erfolge errungen hatte, der verjüngten Petrographie junge Forscher gerade aus den Reihen der Begabtesten und wissenschaftlich Eifrigsten zuführen. In diesen Kreis trat ROSENBUSCH ein, und schon im Jahre 1869 erschien seine erste petrographische



Arbeit, die Doktordissertation „Über den Nephelinit vom Katzenbuckel“.

Die erste Arbeit des Dreiunddreißigjährigen enthielt keine Aufsehen erregenden neuen Entdeckungen, sie wurde auch mit Recht nicht besonders beachtet, und doch ist sie bei einem Rückblick auf ROSENBUSCHs Wirksamkeit in hohem Maße für seine ganze Arbeitsweise kennzeichnend. Er wählte eine geologische Einheit zur Untersuchung; im mikroskopischen Bilde fesselte ihn das Gefüge ebenso wie der auf Grund der damals zu Gebote stehenden Mittel und Erfahrungen sorgfältig erforschte Mineralbestand, und für das Wesen der Gesteine legte der Schüler BUNSENS in einer Zeit, in der die durch das Mikroskop erschlossene neue Welt der mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine bei den jüngeren Forschern bis zum Zurückdrängen der anderen Eigenschaften in den Vordergrund trat, ein Hauptgewicht auf die chemische Natur der von ihm untersuchten Gebilde. So waren in seiner Erstlingsarbeit wie in einem Vorspiel alle Themen enthalten, die er später zunächst getrennt durchführte, um sie wie ein großer Künstler in seinen abschließenden Werken zu einem gewaltigen, harmonisch einheitlichen Vollklange zu vereinen — das Leitmotiv seiner Forschung, das immer kraftvoller durchbrach, war von Anfang an die Überzeugung, daß Gesteine geologische Körper sind, die in ihrer geologisch-genetischen Bedeutung erfaßt werden müssen, und daß die Gesteinslehre mit allen Hilfsmitteln der Mineralogie geologische Zwecke zu erstreben hat. In dieser Überzeugung berührte er sich mit seinem Freunde K. A. LOSSEN; und hier liegt wohl die Wurzel für die folgenreiche Freundschaft beider Männer. Da ROSENBUSCH mehr von der mineralogisch-chemischen, LOSSEN mehr von der geologisch-stratigraphischen Seite an die gleichen Fragen herantrat, ergänzten sich beider Arbeitsweisen und brachten jedem der beiden Forscher neue Anregungen.

Die lockenden Aufgaben, die in den folgenden Jahren den Mikroskopiker erwarteten, die leicht zu erringenden Früchte, die das noch wenig bearbeitete Gebiet jedem bot, der auf Suchen und Sammeln gewissenhaft Mühe verwendete, verschmähte ROSENBUSCH; er wollte das Neuland in dauernde Kultur nehmen. Schon im Beginne seiner Tätigkeit hatte er gefühlt, „wie unsicher und schwankend hier der Boden sei, auf dem man arbeitete und baute, und mit immer wachsender Unwiderstehlichkeit drängte sich ihm die Überzeugung auf,

daß ein wahrhaft nutzbringendes mikroskopisches Studium der Gesteine erst dann möglich sei, wenn man eine mikroskopische Diagnose derjenigen Mineralien geschaffen habe, welche gesteinsbildend auftreten.“ So schuf er die „Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien“ (Stuttgart 1873, vgl. Vorwort S. III), in der er die Ergebnisse „fremder und anhaltender eigener Arbeiten“ vereinigte und zeigte, „wie sich die Methoden der optischen Mineraluntersuchung auf das mikroskopische Studium von Dünnschliffen übertragen lassen“. (Neues Jahrb. f. Min. 1876, S. 504.)

Die Anwendung der physikalisch-optischen Methode auf die Bestimmung der Minerale im Dünnschliff ist das grundsätzlich Neue in diesem Werke; für die meisten Minerale gibt das Buch die optische Orientierung, „das optische Schema“, in einfachen übersichtlichen Zeichnungen, die optischen Konstanten sind dort, wo sie noch nicht genügend erforscht waren, durch eigene Untersuchungen ergänzt, und stets ist den Bedürfnissen der Bestimmung Rechnung getragen, so daß wirklich ein „Hülfsbuch bei mikroskopischen Gesteinsstudien“ entstand, das bis zur Gegenwart nur der Erweiterung und Ergänzung, in der vierten Auflage einer Neubearbeitung des Allgemeinen Teils (durch E. A. WÜLFING, 1904), aber niemals einer grundsätzlichen Änderung des Grundplans bedurfte, um das Hülfsbuch zu bleiben. Gleichzeitig mit der ersten Auflage der Physiographie erschien F. ZIRKELS Werk „Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine“ (Leipzig 1873); in ihm liegt das Schwergewicht, soweit Gesteinsgemengteile behandelt werden, in der glänzenden Schilderung der mikroskopischen Struktur der Mineralien, die spezifisch krystalloptischen Eigenschaften bleiben mehr im Hintergrund. Diese Art der Verwendung des Mikroskops entsprach mehr der herrschenden Anschauung als die von ROSENBUSCH geübte Methode: in einem Referat über die *Minéralogie micrographique* von F. FOUQUÉ und A. MICHEL-LÉVY berichtet dieser selbst, daß er „von wohlberufener Seite den Vorwurf entgegennehmen mußte, sein Werk sei weniger ein mineralogisches als ein physikalisches; der Versuch . . ., aus der Kombination der Beobachtung im parallelen polarisierten Lichte mit derjenigen an Krystallumrissen und Spaltungsdurchgängen eine objektiv richtige und allgemein gültige Methode der mikroskopischen Mineralbestimmung abzuleiten, fand keineswegs immer den Beifall der deutschen mikroskopierenden Petrographen. Erst ganz allmählich befestigte sich die Überzeugung von der Zweckmäßigkeit und Sicherheit

dieser Methode; sie wurde mehr und mehr ausgebaut und in überraschender Schnelle hat sie sich durch die erfolgreichen Bemühungen einer Anzahl gleichstrebender Gelehrten zu einer gewissen Vollkommenheit entwickelt, die man noch vor wenigen Jahren kaum zu ahnen vermochte.“ (Neues Jahrbuch 1880, II, S. 175.)

Das Gewicht, das bei der Schilderung der Methoden und Tatsachen der geschichtlichen Entwicklung beigemessen wird, gibt dem Werke ROSENBUSCHS über das tatsächlich Neue hinaus noch eine eigene, stark persönliche Note: „Eine eingehende Kenntnis der Geschichte der Wissenschaft scheint mir durchaus notwendig, um den organischen Zusammenhang des Individuums mit der Gesamtheit herzustellen, durch welchen allein die fördernde Einheit und das klare Bewußtsein der anzustrebenden Ziele in die wissenschaftliche Entwicklung kommt.“ Und wenn er fortfährt: „Ferner aber kann nur durch die historische Kenntnis seiner Wissenschaft jedem Studierenden das Seiende als ein Gewordenes erscheinen und ihn erkennen lassen, wie

Alles sich zum Ganzen webt,

Eins in dem andern wirkt und lebt“

(S. V.), so gelangt er nicht nur durch das Zitat zu einem an GOETHE'S naturwissenschaftliche Anschauungen anklingenden Grundsatz, dem ROSENBUSCH sein ganzes Leben lang treu geblieben ist.

Von den Veröffentlichungen, die mit der Physiographie der Mineralien in einem mehr oder weniger engen ursächlichen Zusammenhang stehen, sind wichtig und folgenreich die „Mikrochemischen Versuche an Dünnschliffen“ (Neues Jahrbuch 1871, S. 914 ff.), der erste und bezeichnenderweise von einem Schüler BUNSENS ausgehende Versuch, die Methoden der qualitativen Analyse den Verhältnissen der Gesteinsdünnschliffe anzupassen, um auch durch dieses Hilfsmittel die Sicherheit der Mineralbestimmung zu erhöhen; noch eingreifender war wohl die Konstruktion des ersten petrographischen Mikroskops, das sich durch die Vorrichtungen für krystalloptische Messungen von den bisher angewendeten, der Untersuchung in polarisiertem Licht notdürftig angepaßten Mikroskopen durchgreifend unterschied. (Ein neues Mikroskop für mineralogische und petrographische Untersuchungen, Neues Jahrbuch 1876, S. 504 ff.) Der gewaltige Aufschwung, den die mikrochemische Mineralanalyse durch A. STRENG, K. HAUSHOFER, E. BOŘICKÝ, H. BEHRENS und andere erfahren hat, ebenso die Umgestaltung des ersten von FUESS (Berlin) ausgeführten

petrographischen Mikroskops zu einem leicht zu handhabenden Präzisionsinstrument, an dessen Ausbau sich die hervorragendsten Petrographen beteiligt haben, und dessen Entwicklung noch nicht abgeschlossen ist, gehen auf diese Arbeiten ROSENBUSCHS als ihren Keim zurück. Gleichzeitig beschäftigte den Freiburger Privatdozenten auch die nächste Umgebung seines Wohnsitzes; die „Petrographischen Studien an den Gesteinen des Kaiserstuhls“ (Neues Jahrbuch 1872, S. 35 ff. und 135 ff.) enthalten in dem als Limburgit bezeichneten basaltischen Gestein von der Limburg bei Sasbach den ersten von ROSENBUSCH aufgestellten neuen Gesteinstypus und geben wieder Kunde von dem geologischen Standpunkt, von dem aus er die Gesteine betrachtet.

Durch diese Arbeiten war ROSENBUSCH in wenigen Jahren in die erste Reihe der Petrographen getreten, und keinem Würdigeren hätte die junge Universität Straßburg den neu gegründeten Lehrstuhl für Gesteinskunde anvertrauen können. Für seine wissenschaftliche Entwicklung besonders wichtig wurde der Aufenthalt in Straßburg durch seine Teilnahme an der „Neuen geologischen Landesaufnahme von Elsaß-Lothringen“; schon 1877 erschien als Ergebnis dieses Zweiges seiner Tätigkeit in den Abhandlungen zur Spezialkarte von Elsaß-Lothringen die glänzende Monographie „Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone an den Graniten von Barr-Andlau und Hohwald“, begleitet von einer geologischen Kartenskizze. Dieses Werk ist nicht nur, wie vielfach angenommen wird, die klassische Schilderung und Erklärung der stofflich vom Eruptivgestein nicht beeinflussten Kontaktmetamorphose, deren Wirkung in diesem Gebiet erschöpfend erforscht und mit den entsprechenden Erscheinungen im Erzgebirge, im Harz und von anderen Orten geologisch-petrographisch verglichen wird; zahlreiche andere Probleme, wie die Frage nach der Entstehung der nichtkontaktmetamorph veränderten Tonschiefer, nach dem Wesen der gangförmig im Granit und dessen Umgebung auftretenden Gesteine und nach der Ursache des Wechsels in ihrer Struktur boten ROSENBUSCH und durch ihn der Petrographie überhaupt eine Fülle neuer Ideen und Anregungen, bei deren Erörterung er vielfach betont, wieviel er dem Gedankenaustausch mit seinem Freunde LOSSEN verdanke. Ein Keim, der sich bald kräftig entwickeln sollte, ist die Frage nach der Ursache der Verschiedenheit der Gesteinsstrukturen<sup>1)</sup>, in die fernere Zukunft weist die Erkenntnis, daß die

<sup>1)</sup> Mit Rücksicht auf die viel später einsetzenden Versuche, Gesteinsstrukturen auf physikalisch-chemischer Grundlage zu erklären, ist

Tonschiefer umgewandelte Sedimente sind und sich von den Glimmerschiefern nur durch ihre Korngröße unterscheiden, daß somit „die für das eine Gestein gewonnenen Aufklärungen ohne logischen Fehler sich auch für das andere in Anspruch nehmen lassen“ (S. 119), und die sich anschließende Frage nach dem Unterschiede kontaktmetamorpher und regionalmetamorpher Gebilde; für geologisch-chemische Vorgänge aber grundlegend ist die Erkenntnis: „Die Zeit vermag wohl die Intensität eines chemischen Prozesses zu ersetzen, aber nicht seine Art zu ändern. Die chemischen Verwandtschaftsverhältnisse sind eben Funktionen der Substanz selbst, des Druckes und der Temperatur, werden aber nirgends beeinflußt durch die Zeit.“ (S. 274.)

In dem gleichen Jahre erschien zum ersten Male die „Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine“ als Band II der „Mikroskopischen Physiographie der Mineralien und Gesteine, ein Hilfsbuch bei mikroskopischen Gesteinsstudien“.

Während der erste Band, die Mineralien, stets ein solches Hilfsbuch blieb, zu dem es von der ersten Ausgabe an bestimmt war, so kommt die gleiche Bezeichnung für den zweiten Band eigentlich nur dieser ersten Ausgabe zu; die späteren wuchsen darüber weit hinaus. Im Vorwort zur ersten Auflage bezeichnete ROSENBUSCH die Arbeit als eine zusammenfassende Darstellung der „mikroskopischen Untersuchungen über Gesteine, seien es fremde oder eigene“; er legt Wert darauf, abweichende Anschauungen objektiv vorzutragen, dann aber zurückzuweisen, und betont als Hauptzweck, „den jüngeren Forschern die Übersicht über

die Deutung der Struktur der „Granophyrdecke des Roßkopfs“ sehr bedeutungsvoll. „Die ganze Erscheinungsweise dieser Gesteine, die ich Granophyr nenne, ist eine solche, daß man sich über die Entstehung derselben nur eine Vorstellung bilden kann, welche den tatsächlichen Verhältnissen entsprechen dürfte, und zwar die folgende: Zur Zeit, als in dem Gesteinsmagma eine vollkommene ungehinderte molekulare Beweglichkeit bestand, bildeten sich durch ruhiges Wachstum die größeren Einsprenglinge; dann aber trat ein Moment ein, wo durch irgendwelche Veranlassung (Temperaturabnahme?) eine plötzliche konfuse Krystallisation eintrat, wie in dem über seinen Erstarrungspunkt abgekühlten Wasser bei Erschütterung. Die verschiedenen stöchiometrischen Verbindungen bildeten sich rasch an unendlich vielen Punkten, und es war nicht mehr eine hinreichende Beweglichkeit der Moleküle vorhanden, um größere Individuen zu erzeugen. An allen festen Punkten zumal (den größeren Einsprenglingen) schossen die Krystallnadeln an, und durch die ganze Masse hin trat rasch eine krystalline Erstarrung ein.“ (S. 374.)

das massenhafte Material zu erleichtern, und die nach meiner Meinung maßgebenden Ideen und wichtigen Gesichtspunkte aus dem Chaos der richtig erkannten Tatsachen und irrigen Behauptungen klar und scharf hervorzuheben“ (Vorwort S. V und VII). Die Zeit für eine allseitige Darstellung scheint ihm noch nicht gekommen; daher verzichtet er auch vorläufig auf ein neues System: jeder denkende Petrograph durchläuft nach seinen klassischen Worten (S. 25) mit zunehmender Erfahrung drei Entwicklungsstadien, die „zugleich als verschiedene Phasen in der Fortschrittsgeschichte der Wissenschaft selbst wiederkehren“. Auf die einfachen Systeme ohne Zwischenglieder folgt die Abkehr vom starren System und die Überzeugung vom Bestehen „der kontinuierlichen Reihe, der sukzessiven Entwicklung, der unmerklichen, alles verknüpfenden Übergänge“; schließlich folgt als drittes Stadium die Erkenntnis, daß es Gruppenkreise gibt, „deren Zentren wohl geschieden und deutlich voneinander abliegen, während ihre Peripherien sich mannigfach tangieren und ineinander verfließen. . . . Durch die mikroskopische Forschung ist die Petrographie mit raschen Schritten für manche Gruppen in die zweite der genannten Entwicklungsphasen vorgeschritten, für andere steckt sie noch in der ersten. Es dürfte an der Zeit sein, zu versuchen, ob nicht der Übergang in das dritte Stadium hie und da mit Überschlagnung des zweiten nach und nach tunlich sei“. Da dieses Stadium noch nicht erreicht ist, werden die Gesteinsfamilien vorläufig nach dem ROTH-ZIRKELschen System angeordnet, d. h. unter Zugrundelegung der mineralogischen Zusammensetzung und des geologischen Alters nacheinander besprochen.

Für den Zeitpunkt des Erscheinens dieses Werkes lag seine Hauptbedeutung in der strengen Durchführung der optischen Methoden bei der Untersuchung der Gesteinsgemengteile, in den sorgfältigen, mit besonderer Vorliebe behandelten Schilderungen der Struktur und in der persönlichen Note, die vielfach, wie beispielsweise bei der Besprechung der Porphyrgrundmasse (S. 60—85), erfrischend und belebend sich geltend macht; für die Entwicklung der Petrographie aber war die Tatsache viel bedeutungsvoller, daß durch diese zusammenfassende Behandlung der Eruptivgesteine sich ROSENBUSCH jetzt das gesamte Material zu eigen gemacht hatte, nachdem er vorher das Rüstzeug zur Untersuchung verbessert und teilweise neu geschaffen hatte. So war er befähigt, die gewaltige Entwicklung einzuleiten, die der Petrographie der folgenden Jahrzehnte ihren Stempel aufgedrückt hat; diese Entwicklung nahm zum guten Teil ihren Ausgang von der Universität

Heidelberg, der ROSENBUSCH von 1878 an, seit seiner Berufung als Nachfolger seines mineralogischen Lehrers R. BLUM treu blieb, und der er durch fast dreißig Jahre für das Studium der Petrographie eine Bedeutung verlieh, die ihresgleichen wohl nur in der Stellung hat, die hundert Jahre früher die Bergakademie Freiberg für Mineralogie und Geologie durch ABRAHAM GOTTLÖB WERNER einnahm.

Kurze Zeit nach seiner Berufung nach Heidelberg übernahm ROSENBUSCH mit seinen Freunden E. W. BENECKE und C. KLEIN nach G. LEONHARDS Tode und nach dem Rücktritt von H. B. GEINITZ die Redaktion des Neuen Jahrbuchs für Mineralogie, Geologie und Paläontologie und führte sie gemeinsam mit ihnen in den Jahren von 1879 bis 1884. Unmittelbar nach dem Wechsel in der Schriftleitung empfing das Neue Jahrbuch die Gestalt, die es bis heute bewahrt hat: die Referate treten mehr in den Vordergrund, werden dementsprechend seit dieser Zeit von den Verfassern unterzeichnet und in jedem Bande zu einem mit besonderer Seitenzählung versehenen Abschnitt vereinigt; gleichzeitig machte der vermehrte Stoff das Erscheinen von zwei Bänden in jedem Jahr und die Verweisung größerer Abhandlungen in die neugeschaffenen Beilagebände erforderlich. Seit 1879 enthält das Neue Jahrbuch sehr zahlreiche und sehr bedeutungsvolle Referate von ROSENBUSCH, in denen er sich nicht, wie es später üblich wurde, mit einer gewissenhaften Wiedergabe der Beobachtungen und Anschauungen des Verfassers begnügte, sondern vielfach und oft sehr entschieden zu den Fragen Stellung nahm und somit diesem Zweige seiner Tätigkeit eine große Bedeutung verlieh. Diese Referate und die an sie sich anschließenden Meinungsäußerungen sind um so wichtiger, als gerade in dieser Zeit sich in ROSENBUSCHs Auffassung vom Wesen der Eruptivgesteine ein bedeutungsvoller, nach meiner Ansicht der entscheidende Umschwung vollzog; als er später von diesen Umschwunge sprach, hob er ausdrücklich diese Referate hervor: „wer meine Tätigkeit als Mitarbeiter am Neuen Jahrbuch mit Aufmerksamkeit verfolgt hat, wird diesen Wechsel der Anschauungen und Überzeugungen bemerkt haben“. (Min.-Petr. Mitt. 12, S. 352, 1891.)

Der erste entscheidende Schritt auf dem neuen Wege, den ROSENBUSCH in diesen Jahren einschlug, gelangt in einem kurzen Aufsatz zum Ausdruck, der trotz mancher ihm noch

anhaftenden, bald von ROSENBUSCH selbst überwundenen Unvollkommenheiten als grundlegend bezeichnet werden muß und mit vollem Recht zu hohem Ruhme gelangt ist; es ist die Abhandlung „Über das Wesen der körnigen und porphyrischen Struktur bei Massengesteinen“. (Neues Jahrbuch 1882, II., S. 1 ff.)

ROSENBUSCH sucht „eine möglichst genaue und aus der Tiefe des Wesens geschöpfte Begriffsbestimmung“ für die schon lange unterschiedenen, aber in ihrer Bedeutung nicht richtig erkannten und daher unsicheren und ungleich angewendeten Begriffe der körnigen und der porphyrischen Struktur; er erkennt „die porphyrischen massigen Gesteine als solche, bei denen in verschiedenen Phasen der Gesteinsbildung z. T. dieselben Mineralbildungen wiederkehrten“, und bestimmt im Gegensatz hierzu „die körnigen massigen Gesteine als solche . . . , bei denen je ein Gemengteil nur in einer bestimmten Phase des Gesteinsbildungsprozesses zur Ausscheidung gelangte“ (S. 14). Er sucht den Gegensatz genetisch zu erklären: „Wenn wir anerkennen, daß einem bestimmten Zustande des Magmas je eine bestimmte Mineralausscheidung entspricht, so können wir nur sagen, daß während der Entwicklung eines körnigen Gesteins diese Zustände sich sehr langsam, aber stetig geändert haben müssen, während die Unterbrechung und spätere Wiederkehr derselben Mineralbildung<sup>1)</sup> bei den porphyrischen Gesteinen auf einen mehrfachen und rascheren Wechsel in den Zuständen des Magmas schließen läßt.“ Um den „gefährlichen Boden der Hypothesen zu vermeiden“, verzichtet er darauf, die Ursache dieses Wechsels auf die chemische Beschaffenheit des Magmas zurückzuführen; „weit mehr dürfte es sich empfehlen, bei dem Studium dieser Frage geologische Gesichtspunkte ins Auge zu fassen und nach Beziehungen zwischen Struktur und Lagerungsform zu suchen. Man wird schon heute, ohne auf schroffen Widerspruch zu stoßen, es aussprechen dürfen, daß die porphyrische Struktur vorwiegend als die Erscheinungsform der als Oberflächenergüsse hervorgetretenen Eruptivmassen anzusehen ist, während körnige Struktur sich mit Vorliebe an stockartige Lagerungsform, an submarine Ergüsse oder an in der Tiefe zur Festwerdung gelangte (Lakkolithe der amerikanischen Geologen) Massengesteine bindet“. (S. 16, 17.)

Hiermit war viel gewonnen, aber noch lange nicht alles. Gewonnen war ein scharfer Unterschied für genetisch ver-

<sup>1)</sup> In der Abhandlung steht wohl infolge eines Druckfehlers Mineralbedingung.



schiedene Gesteine, doch war die Formulierung noch zu sehr an eine Eigenschaft, die Wiederkehr in der Bildung einzelner Gemengteile gebunden, wie die Annahme von glasführenden körnigen Gesteinen einerseits, die Schwierigkeit, Spilitstrukturen und Gläser richtig einzuordnen, andererseits zeigt — doch mußte die Erkenntnis von dem Zusammenhang zwischen Struktur und geologischem Auftreten bei der weiteren Entwicklung dieses Hauptgedankens hier bald helfend und bessernd eingreifen.

Die systematische Anordnung der Eruptivgesteine blieb von der Erkenntnis des Zusammenhangs zwischen Struktur und geologischem Auftreten zunächst noch unbeeinflusst; die dem Aufsatz beigegebene „tabellarische Übersicht der massigen Gesteine“ enthält als Hauptgruppen noch „Ältere (vortertiäre) Gesteine“ und „Jüngere Gesteine (tertiär und rezent)“ und unterscheidet weiter bei den Älteren Gesteinen körnige, porphyrische und glasige Gesteine, während sie bei den Jüngeren die körnigen und porphyrischen zusammenfaßt. Diese Art des Vorgehens ist überaus charakteristisch für die vorsichtige Zurückhaltung, die ROSENBUSCH gegenüber den Folgerungen aus seinen theoretischen Ergebnissen während seines ganzen Lebens geübt hat, in soweit sie die systematische Anordnung der Eruptivgesteine zu beeinflussen geeignet waren. Schon im Jahre 1880 wandte er sich in einem Referat über J. ROTHs Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine gegen die Ansicht ROTHs, „daß unter den verschiedenen Arten der petrographischen Forschung, der geologischen, der chemischen und der mikroskopischen (wohl besser mineralogischen), der erstgenannten der Vorrang gebührt“, und kam zu dem Ergebnis: „jede dieser Methoden liefert für sich nur eine fragmentare Kenntnis, und gewinnt ihre volle Bedeutung erst im Zusammenwirken mit den beiden andern“ (Neues Jahrb. 1880, II, S. 166); trotzdem legt er der Tabelle von 1882 für die Hauptabteilungen noch das geologische Alter zugrunde. Um so erstaunlicher ist der Fortschritt, den in dieser Beziehung die nur 5 Jahre nach diesem Aufsatz erschienene zweite Auflage der Physiographie der massigen Gesteine bringt.

Für eine andere sehr wichtige Erscheinung hat ROSENBUSCH jedoch schon in diesem inhaltreichen Aufsatz den Ausdruck gefunden, den er von diesem Zeitpunkt an unverändert beibehalten hat: er gelangte für die Ausscheidungsreihenfolge in körnigen Gesteinen zu der bekannten „ROSENBUSCHschen Regel“, wie sie gewöhnlich genannt wird. In ihrer Gestalt von 1882 besagt sie: „Die Reihenfolge der Ausscheidungen

und damit die krystallographische Entwicklung der silikatischen Gemengteile entspricht der abnehmenden Basizität; die Erze und akzessorischen Gemengteile sind die Erstlinge, der Quarz das jüngste Produkt des Gesteinsbildungsprozesses“. (S. 7.) Diejenigen Gesteine, die dieser Regel folgen, bezeichnet ROSENBUSCH als granitisch-körnig, — später führt er für diese Anordnung die Bezeichnung der normalen, hypidiomorph-körnigen Struktur ein; er stellt ihr die diabasisch-körnige Struktur gegenüber, bei der die leistenförmigen Plagioklase gegen den Pyroxen idiomorph sind. Schon hieraus geht hervor, daß ROSENBUSCH die abnehmende Basizität nicht als Ursache der Ausscheidungsfolge angenommen hat, auch hat er niemals von einem Gesetz gesprochen, sondern nur von einer aus den Beobachtungen hergeleiteten Regel, die Ausnahmen haben kann; es ist daher die scharfe Gegnerschaft, die aus den Ausnahmen hergeleitet wurde, um so weniger zu verstehen, als auch Forscher, die von ganz anderen Voraussetzungen ausgingen, wie A. LAGORIO und später J. H. L. VOGT und C. DÖLTER, schließlich zu einer durchaus ähnlichen Reihenfolge gelangten. Für die Stellung ROSENBUSCHS zu der Ursache der Altersfolge kommt, da er später nicht mehr darauf eingegangen ist, gerade dieser Aufsatz in Betracht: „Die Reihenfolge der Ausscheidungen hängt in hohem Grade von den Mengenverhältnissen der gelösten Verbindungen ab, hier also von dem absoluten Verhältnis der  $\text{SiO}_2$  zu den Oxyden der ein- und zweiwertigen Metalle und dem Verhältnis dieser zueinander. Die Vermutung liegt gar nahe, daß die Umkehr der Reihenfolge in der Ausscheidung der Feldspate, in den granitisch-körnigen und in den diabasisch-körnigen Gesteinen, abgesehen von dem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt ihrer Magmen, in hervorragender Weise durch das bei beiden umgekehrte Verhältnis der  $\text{RO}$  und  $\text{R}_2\text{O}$  bedingt sei.“ (S. 9.)

Im Jahre 1885 erschien die zweite Auflage der Mikroskopischen Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien, 1887 folgte ihr die Physiographie der massigen Gesteine; beide Bände bezeichnet ROSENBUSCH als „gänzlich umgearbeitet“. Für den ersten Band, die Mineralien, trifft diese Bezeichnung zu: die gewaltigen Fortschritte der mikroskopisch-krystalloptischen Mineraldiagnose bedingten sehr erhebliche Änderungen, das Hauptgewicht wurde von jetzt an auf die Anleitung zu einer möglichst sicheren Bestimmung der Mineralien gelegt, der rein beschreibende Teil wurde beschränkt, gleichzeitig aber das Tatsachenmaterial vermehrt — diesem Bestreben verdankt wohl auch die einzige

selbständig erschienene Abhandlung ROSENBUSCHS über ein krystallographisches Thema: „Ein Beitrag zur Morphologie des Leuzits (Neues Jahrb. 1885, II., S. 59) seine Entstehung; aber der Grundplan blieb derselbe wie in der ersten Auflage, da auch die zweite kein Lehrbuch der Krystalloptik wurde, sondern ein „Hülfsbuch bei mikroskopischen Gesteinsstudien“ blieb. Anders die Physiographie der massigen Gesteine von 1887: sie ist tatsächlich ein neues Werk, das zwar vielfach die Bausteine der ersten Auflage benützt, aber sich hoch über sie erhebt und sich zu ihr verhält wie etwa die Lösung einer architektonischen Aufgabe durch einen genialen Künstler zu einem Entwurf eines ungewöhnlich tüchtigen und rastlos fleißigen Baumeisters. Lag die Bedeutung der ersten Auflage in der Physiographie der Mineralien, so wiegt in der zweiten und in den folgenden die Darstellung der Gesteine für die weitere Entwicklung der Petrographie entschieden vor.

„Die Gesteinsmassen der festen Erdrinde sind die Dokumente, in denen die Geschichte unseres Planeten in eigentlichster Lapidarschrift niedergeschrieben wurde. Die Petrographie lehrt uns diese Dokumente entziffern. Sie ist die Diplomatie, die Urkundenlehre der Erdgeschichte, und somit im wahrsten Sinne des Wortes eine historische, nicht eine lediglich beschreibende Wissenschaft. — Hierin liegt es bedingt, daß eine natürliche Systematik der Gesteine historisch, d. h. genetisch sein muß“ (Vorwort, S. VIII). Das sicherste Mittel zur Deutung dieser Urkunden ist die Gesteinsstruktur; daher mußte sie „in den Vordergrund der Behandlung treten und die Verwendbarkeit derselben zum Zweck der Deutung der genetischen und historischen Momente der Hauptklassen der Maßengesteine nachgewiesen werden“ (S. VIII). Aus den „Beziehungen zwischen geologischer Erscheinungsform, Struktur, chemischem und mineralogischem Bestande, sowie geologischem Alter der Eruptivgesteine ergibt es sich, daß eine natürliche Systematik derselben in erster Linie die geologische Erscheinungsform, als für Struktur und Mineralbestand bestimmend, betonen muß. In zweiter Linie wäre alsdann die chemische und die von ihr wesentlich abhängige mineralogische Zusammensetzung, zuletzt erst das geologische Alter zu berücksichtigen“ (S. 5). Dementsprechend werden die massigen Gesteine in zwei große Gruppen geteilt, die Tiefengesteine, die niemals im schmelzflüssigen Zustand die Erdoberfläche erreichen, und die Ergußgesteine, die sich subaërisch oder submarin über die Erdoberfläche ergießen; die ersten sind durch die der Ent-

stehungsweise des Gesteins entsprechende, auf gleichmäßige Entwicklung hinweisende körnige Struktur, die zweiten durch die porphyrische Struktur mit ihren Abarten charakterisiert, deren Eigenart auf Grund der geologischen Geschichte des Gesteins durch die Entwicklung der Gesteinsgemengteile in zwei durch einen Hiatus getrennten Perioden, der intratellurischen und der effusiven, erklärt wird.

Den gewaltigen Unterschied zwischen der ersten und der zweiten Auflage erkannte natürlich niemand klarer als ROSENBUSCH selbst. In seinem Aufsatz „Über Struktur und Klassifikation der Eruptivgesteine“ von 1891 (Min.-Petr. Mitt. 12, S. 351 ff.) bezeichnet er das System der ersten Auflage als künstlich und spricht von „der zwischen der ersten und zweiten Auflage vollzogenen, vollständigen Verrückung der leitenden Gesichtspunkte“. Und mit der gleichen Bestimmtheit und Sicherheit erkannte er, wo die Arbeit der nächsten Jahre einzusetzen habe, um zu bessern und weiterzubauen. Er empfand es scharf und sprach es in dem Vorwort aus, daß im Gegensatz zu der Einheitlichkeit des von den Tiefengesteinen entstandenen Bildes bei den Ergußgesteinen „viel Detail sichtbar geblieben ist, . . . die Folge davon, daß man bei einem Neubau das Gerüst nicht abbricht, bevor das Haus fertig ist“ (S. XI); er erkannte, daß für manche Punkte, besonders für die Frage nach der Vereinigung oder Trennung der paläo- und neovulkanischen Ergußgesteine, „die vielleicht allzu zaghafte Rücksicht auf das Bestehende“ maßgebend war, und mit voller Absicht stellte er unter die einleitenden Bemerkungen zu dem Werke, in dem unter allen Eigenschaften der Gesteine auf die Struktur als Ausdruck des geologischen Auftretens das Hauptgewicht gelegt wird, einen Abschnitt, in dem zum ersten Male eine stoffliche Abhängigkeit einzelner Gesteinsgruppen von gewissen Tiefengesteinen und deren räumliche Bindung an diese hervorgehoben wird. Es handelt sich um die Gruppe der Ganggesteine, die im Vorwort zum erstenmal erwähnt wird und die in dem Werke selbst ihren Platz zwischen den Tiefen- und den Ergußgesteinen gefunden hat. Diese scheinbar scharfe Trennung, das Bestreben, bei der systematischen Behandlung dieser Gebilde ihre Eigentümlichkeit entsprechend dem leitenden Gedanken des ganzen Werkes in ihrer Struktur zu erblicken und aus ihrem gangförmigen Auftreten zu erklären, vielleicht auch die nicht ganz glückliche Namengebung können die Angriffe erklären, die unmittelbar nach dem Erscheinen der zweiten Auflage sich

gegen diese neue Gruppe richteten; der diesen Gebilden in dem Vorwort gewidmete Abschnitt läßt aber schon die ganze Größe des neuen Gedankens und seine Fruchtbarkeit für die weitere Entwicklung der Petrographie erkennen.

„Die kleine Gruppe der Ganggesteine wird manchem Forscher zu scharf getrennt erscheinen von den Tiefengesteinen. Die Trennung ist jedoch mehr eine räumliche in dem Buche, als eine sachliche im System. Je weiter ich in der Erkenntnis dieser eigentümlichen Felsarten vorschreite, um so mehr drängt sich mir die Überzeugung auf, daß die einzelnen Gruppen derselben stofflich abhängig sind und bedingt durch gewisse Tiefengesteine, wie sie denn auch räumlich an diese gebunden erscheinen. So gehören die Granitporphyre, Syenitporphyre, Dioritporphyrite, Aplite und Lamprophyre in ihren mannigfachsten, zwischen einem recht sauren und einem recht basischen Pol schwankenden Formen in die Gefolgschaft der Granite und Diorite. Ebenso haben wir eine analoge Reihe von Eläolithsyenitporphyren, gewissen Camptoniten, Akmitrachten (sie sollten einen eigenen Namen haben, um sie von den Ergußtrachten zu unterscheiden), Tinguaiten, Tephriten usw. bis herab zu den Alnöiten und gewissen Limburgiten und Augititen, welche ein geologischer Annex der Eläolithsyenite sind. Ich bin persönlich von dieser Abhängigkeit und Zusammengehörigkeit so fest überzeugt, daß ich aus dem Auftreten dieser Gangformationen an der Oberfläche unbedingt auf das Vorhandensein von Graniten bzw. Eläolithsyeniten in der Tiefe schließen würde, auch wo oberflächlich keine Spur dieser abyssischen Gesteine nachweisbar ist. Wäre es zu verteidigen gewesen, wenn ich dieser Überzeugung einen systematischen Ausdruck hätte geben wollen? Ich hielt es für besser, diese Verhältnisse nur anzudeuten und der Zukunft die Entscheidung zu überlassen.“ (S. IX, X.)

Die Erkenntnis von der stofflichen Abhängigkeit gewisser Gesteine von der Zusammensetzung anderer, an die sie räumlich gebunden sind, geht in ihren Folgen weit über die an sich wichtige Gruppe der Ganggesteine hinaus; sie führte zu einer vollständig neuen Auffassung von dem Chemismus der Eruptivgesteine und zu Erkenntnissen, die für deren Gesamtheit gelten; die erste für diese Verhältnisse grundlegende Abhandlung ROSENBUSCHS von 1890 „Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine“ (Min. petr. Mitt. 11, S. 144 ff.) berücksichtigt sogar die Ganggesteine absichtlich nicht.

ROSENBUSCH geht aus von der Annahme eines anfänglich homogenen Urmagmas; daß es sich nicht gesetzlos, sondern unter der Einwirkung chemischer Affinitäten in Teilmagmen spaltet, folgt für ihn widerspruchlos aus dem Fehlen zahlreicher an und für sich als möglich zu betrachtender Magmen. Aus dem Vorkommen einer Reihe von Magmen in allgemeiner Verbreitung und dem Fehlen anderer an sich möglicher folgert er, „daß gewisse Stoffe in schmelzflüssiger Lösung sich gegenseitig in gewissen Mengenverhältnissen bedingen und ausschließen“ (S. 157); die Gesetze müssen wie alle chemischen Gesetze überhaupt deutlicher in den Molekularproportionen und besonders in den Beziehungen der Metallatome der Magmen zueinander als in den Gewichtsprozenten, wie sie die Analyse direkt liefert, zum Ausdruck kommen. Ein Vergleich zahlreicher in dieser Weise umgerechneter Gesteinsanalysen der verschiedenen Gesteine führte ROSENBUSCH zu seiner Theorie der Kerne; er erklärt die chemische Zusammensetzung der Gesteine durch das Vorwalten eines oder durch die Mischung mehrerer, aber an Zahl sehr beschränkter Metallkerne. „Mit derjenigen Sicherheit, welche überhaupt ohne experimentelle Prüfung erreichbar ist“, schließt ROSENBUSCH aus dieser Untersuchung, „daß die den Eruptivgesteinen zugrunde liegenden Magmen durch Spaltung eines Urmagmas entstehen, bei welcher in nahezu vollkommener Reinheit die Magmen  $\varphi$  (Eläolithsyenit) und  $\pi$  (Peridotit) einen Metallkern (NaK)  $\text{AlSi}_2$  und  $\text{R}_2\text{Si}$ , bzw.  $\text{RSi}$  enthalten. Diese Legierungen oder Verbindungen, wie sie nun auch zu nennen seien, sind offenbar ineinander unlöslich; das geht aus der Tonerdefreiheit der reinen Peridotite und aus dem nahezu vollständigen Fehlen der zweiwertigen Metalle in den Eläolithsyeniten hervor. Der Alkalifeldspatkern (NaK)  $\text{AlSi}_2$  besitzt die Fähigkeit und Neigung, Si zu lösen, und liefert dadurch die reingranitischen Magmen  $\gamma$ . Überdies dürfen wir demselben Alkalifeldspatkern die Fähigkeit zuschreiben, sich in wechselnden Mengen mit einem Metallkern  $\text{CaAl}_2\text{Si}_4$  gegenseitig zu lösen. Je nach den relativen Mengen dieser beiden wichtigsten Kerne entstehen aus ihren Lösungen die granitdioritischen Magmen  $\delta$  und die Gabbromagmen  $\psi$ . In demselben Maße, in welchem der Kern  $\text{CaAl}_2\text{Si}_4$  an Menge wächst, nimmt die Lösungsfähigkeit dieser Magmen für die Al-freien Metallkerne bis zu einer gewissen Grenze zu, welche nach den bisher bekannt gewordenen Gesteinsanalysen nicht überschritten wird.“ (S. 173.)

Diese Theorie erklärt gleichzeitig die auffallende Erscheinung, „daß an manchen Eruptivzentren die chemische Natur

der Eruptivmassen sich nicht wesentlich ändert (Ätna, Vesuv, Santorin), während an anderen (Rocca Monfina, Pantelleria, Auvergne usw.) eine überraschende Mannigfaltigkeit im chemischen Bestande der Eruptivmassen unbestritten vorliegt.“ (S. 144.) „Wo im tiefen Schoß der Erde spaltungsfähige Magmen vorhanden sind und durch geotektonische Vorgänge zu geologischer Gestaltung gelangen, da werden wir im Gebiete desselben Eruptivzentrums mannigfache Gesteinsbildung sich vollziehen sehen. Wo dagegen sehr reine und dadurch spaltungsunfähige Magmen, oder aber, wo Lösungen verschiedener Magmenkerne in einander unter sehr festen Verhältnissen in der Tiefe vorhanden sind, da werden allenthalben innerhalb desselben Eruptivgebiets und in jedem Zeitpunkt derselben Eruptivperiode stets die gleichen Gesteinsmassen zutage gefördert werden und in der Tiefe krystallisieren.“ (S. 176.)

Diese Kerntheorie wurde gleich nach ihrem Erscheinen in ihren Grundlagen stark bekämpft (besonders von J. ROTH), während Anhänger dieser Lehre für die Kerne eine andere Zusammensetzung vorschlugen (W. C. BRÖGGER); auch ROSENBUSCH selbst vermehrte später, besonders zur Erklärung der Theralithfamilie, die Zahl seiner Kerne um einige wenige ( $\text{NaAlSi}$  und  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2$ ). Am Wesen der Kerntheorie wird hierdurch wenig geändert: ihre Bedeutung liegt viel weniger in der angenommenen Zusammensetzung der Kerne nach Beschaffenheit und Zahl, als vielmehr in der Tatsache, daß sich durch die ROSENBUSCHsche oder durch die abgeänderte Theorie zum erstenmal wirklich verwandtschaftliche Beziehungen zwischen den verschiedenen Gesteinen herausstellen, die durchaus im Einklang mit dem geologischen Auftreten der Gesteine stehen; es ist der erste Schritt zu einem natürlichen System der Gesteine.

Der erste Erfolg zeigte sich bei den Ganggesteinen. Schon bei seinen ersten Beobachtungen über die gangförmige Gefolgschaft der Tiefengesteine war ROSENBUSCH neben der Bindung gewisser Gruppen von Ganggesteinen an gewisse Tiefengesteine eine Polarität aufgefallen, „nach welcher zwei in extremo verschiedene Formen, wie Aplit und Minette, Tinguait und Alnöit, sich gegenseitig derart zu bedingen scheinen, daß die einen im allgemeinen nicht ohne die anderen auftreten (Über Monchiquit, ein camptonitisches Ganggestein aus der Gefolgschaft der Eläolithsyenite, Min.-Petr. Mitt. 11, S. 445 ff., 1890). Auf beide Beobachtungen machte er die Kreuzprobe: er überzeugte sich im Christianiagebiet von dem

von ihm vorausgesagten Fehlen typischer Minetten und der Anwesenheit akmittrachyt-ähnlicher Gänge, und fand ferner, wie er erwartet hatte, auf der Insel Alnö neben den bekannten Mg-Fe-reichen Alnöiten die alkalireichen Tinguáite (vgl. S. 446). Die Erklärung für beide Erscheinungen ergab sich aus der Kerntheorie; in der dritten Auflage der Physiographie (1896) fand sie ihren bleibenden Ausdruck: Die Ganggesteine „sind nicht autonom, sondern sie bilden eine Gefolgschaft gewisser Tiefengesteinsgruppen, von denen sie sich nicht lösen können. Sie entstammen nicht eigenen Magmen, sondern sie sind Spaltungsprodukte jener Tiefengesteinsmagmen, und eben weil sie dieses sind, treten sie in gewissermaßen polar geschiedenen Typen auf, die sich einander zum Tiefengestein ergänzen“. (S. 387.)

Als aplitische Reihe oder aplitischen Typus bezeichnet ROSENBUSCH „jene Ganggesteine, welche sich im Bestande durch Vorherrschen des Alkalikernes  $(NaK) AlSi_2$  bzw. des entsprechenden Kernes  $CaAl_2Si_4$  und auffallendes Zurücktreten der Al-freien Kerne, strukturell bei feinem Korne durch herrschend panidiomorphe Ausbildung kennzeichnen, die allerdings vielfach in die holokrystallinporphyrische übergeht, sie aber nur selten charakteristisch aufweist. Die Farben sind hell oder grün.“

Als lamprophyrische Reihe oder lamprophyrischer Typus werden jene Ganggesteine zusammengefaßt, die „sich im Bestande durch starkes Hervortreten der Al-freien Kerne  $RSi$  und  $R_2Si$  neben dem Alkalikern  $(NaK) AlSi_2$  bzw. neben dem Kern  $CaAl_2Si_4$ , strukturell durch feines Korn und panidiomorph-körnige oder durch holokrystallin-porphyrische Struktur kennzeichnen, bei welcher die farbigen Gemengteile in wiederholter Generation, die farblosen nur in der Grundmasse auftreten. Hypokrystallin-porphyrische Struktur ist auf eine Familie beschränkt, soweit die Erfahrungen heute reichen. Ihre Farben sind dunkel, grau bis schwarz, oder dunkelgrün in frischem Zustande“.

In einen gewissen Gegensatz zu diesen Spaltungsgesteinen (den diaschisten Ganggesteinen BRÖGGERS) stellt ROSENBUSCH die (aschisten) als granitporphyrische Reihe oder granitporphyrischen Typus zusammengefaßten Ganggesteine, die „den Bestand der Tiefengesteine in Verbindung mit holokrystallin-porphyrischer und zumeist mit grob holokrystallin-porphyrischer Struktur besitzen, bei welcher in hervorragender Weise die farblosen Gemengteile in wiederholter Generation auftreten.“ (S. 388.)



Somit war der genetische Zusammenhang erklärt, der verschiedene Ganggesteine innerhalb desselben Tiefengesteins miteinander verknüpft; viel wichtiger war aber noch der durch fortgesetzte Beobachtungen erbrachte Beweis, daß in mineralogisch verschiedenen Gesteinen gleiche oder ähnliche Gänge auftreten, während andere und bisweilen nach ihrem Mineralbestand scheinbar sehr nahestehende Gesteinsgruppen von durchaus abweichenden Ganggesteinen begleitet wurden. Schon 1896 unterschied ROSENBUSCH auf Grund dieser Erfahrungen

die Gefolgschaft der granitodioritischen Tiefengesteine,  
die Gefolgschaft der foyaitischen und theralithischen Tiefengesteine,

die Gefolgschaft der gabbroperidotitischen Tiefengesteine;

später faßte er jedoch die erste und dritte Gruppe zusammen, nachdem er gerade auch durch tieferes Eindringen in das Wesen der Ganggesteine erkannt hatte, daß sich die granitodioritischen und gabbroperidotitischen Gesteine einerseits von der Reihe der foyaitischen und theralithischen Gesteine andererseits durchgreifend unterscheiden, während sie miteinander in engster Beziehung stehen. Zum erstenmal findet sich diese Trennung in zwei Hauptgesteinsreihen, die Kalk-Alkalireihe und die Alkalireihe, in der ersten Auflage der „Elemente der Gesteinslehre“ von 1898; ihren schärfsten Ausdruck hat sie in der vierten Auflage der Physiographie der massigen Gesteine von 1907, der letzten von ROSENBUSCH vorgenommenen Neubearbeitung erfahren.

„In der Gesteinsreihe der foyaitischen ( $\epsilon$ ) Magmen, der Alkaligranite, Alkalisyenite, Eläolith- und Leuzitsyenite, Urtite herrscht der Kern ( $\text{Na}, \text{K}$ )  $\text{AlSi}_2$  unbedingt, in den Gesteinen der theralithischen ( $\vartheta$ ) Magmen treten zu diesem Kerne in reichlichen Mengen die Kerne  $\text{RSi}$  und  $\text{R}_2\text{Si}$  hinzu, und es entwickeln sich die Typen Essexit, Shonkinit, Theralith, Missouriit und Ijolith. Auffällig ist in dieser Reihe ein wenn auch nicht klaffender, so doch unverkennbarer Hiatus zwischen den Eläolithsyeniten und Essexiten.

In der Reihe der granitodioritischen ( $\delta$ ) Magmen (Kalk-Alkaligranit, Kalk-Alkalisyenit und Diorit) ist dem Kern ( $\text{Na}, \text{K}$ )  $\text{AlSi}_2$  ein Kern  $\text{CaAl}_2\text{Si}_4$  in einer mit dem abnehmenden Kieselsäuregehalt zunehmenden Menge beigemischt. Die Bedeutung der Al-freien Kerne  $\text{RSi}$  und  $\text{R}_2\text{Si}$  ist größer und wächst kontinuierlich in den ohne jeden Hiatus sich nach dem basischen Pol hin anschließenden Gesteinen der Gabbro- ( $\psi$ )

und der peridotitischen ( $\pi$ ) Magmen, den Gabbros, Peridotiten und Pyroxeniten.

Die Reihen sind geologisch am strengsten dadurch als natürliche Reihen gekennzeichnet, daß jede derselben eine eigene Gefolgschaft polar gegliederter Ganggesteine besitzt, welche niemals und nirgends, soweit wir Kunde haben, in eine fremde Gesellschaft übertreten, sondern stets und allenthalben als getreues Gefolge innerhalb der Sippe bleiben. Es ist von vornherein zu erwarten, und die Tatsachen entsprechen dieser Erwartung, daß die Ganggefolgschaften dieser beiden Hauptreihen gewisse Unterschiede zeigen, je nachdem sie mit einem foyaitischen oder theralithischen bzw. granitodioritischen oder gabbro-peridotitischen Tiefengestein verbunden sind. Diese Unterschiede sind größer in der Reihe der Kalk-Alkaligesteine als in der der Alkaligesteine.“ (II, 1, S. 487.)

Für die vierte Auflage der Physiographie sind noch zwei Tatsachen bemerkenswert, eine negative und eine positive.

Nachdem der Unterschied zwischen der Alkali-Kalkreihe und der Kalkreihe erkannt war und durch F. BECKES Einteilung der jüngeren Ergußgesteine in die pazifische und die atlantische Sippe eine kräftige Unterstützung gefunden hatte, hätte es nahe gelegen, „die beiden Reihen zur Grundlage der gesamten systematischen Darstellung zu machen“ (Physiographie II, 1, S. 13) — ROSENBUSCH hat es nicht getan. Er kannte im Harz und im Fichtelgebirge Gesteinskombinationen, die auf die Möglichkeit des Zusammenvorkommens beider Reihen hindeuten konnten; er fand ferner, daß es nicht in allen Fällen möglich ist, aus der mineralischen und chemischen Zusammensetzung eines Gesteins die Zugehörigkeit zu einer der Reihen mit Sicherheit nachzuweisen, und schließlich fand er Anzeichen für eine dritte Reihe, die Charnockit-Anorthositreihe. Wie begründet diese Zurückhaltung war, beweist die jüngste, auf ROSENBUSCHS Lehre beruhende Entwicklung der Frage, die zur Annahme von Zwischengliedern zwischen den beiden Hauptreihen drängt.

Hingegen tat ROSENBUSCH in einer anderen Frage jetzt den entscheidenden Schritt, den er schon in der vorangehenden Auflage vorbereitet hatte: er vereinigte die vortertiären Ergußgesteine mit den jüngeren zu gemeinsamen Gruppen, nachdem nachgewiesen war, daß die scheinbaren Unterschiede nur im Erhaltungszustand, nicht in primären Verschiedenheiten begründet sind. Er entkleidete somit das geologische Alter seiner Bedeutung für die Systematik der Eruptivgesteine, die

ihm tatsächlich nicht zukam, und beseitigte auch in der deutschen Gesteinslehre die weder in genetischer noch in mineralogisch-struktureller oder chemischer Hinsicht gerechtfertigte Zweiteilung der Ergußgesteine in eine paläovulkanische und eine neovulkanische Reihe.

Somit war der Kreis geschlossen: das Mikroskop lehrte zunächst durch seine Umgestaltung zu einem Instrument für Krystalloptik die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine mit stetig wachsender Genauigkeit kennen und führte gleichzeitig durch die Erkenntnis von dem Wesen der Struktur zur geologischen Auffassung der Gesteine zurück, nahm aber dem geologischen Alter seine ihm für die Systematik der Gesteine bisher zu Unrecht zugewiesene Bedeutung. Auf diesen Erfahrungen fußende Untersuchungen der Ganggesteine bewiesen deren stoffliche Abhängigkeit von den Tiefengesteinen, in denen sie auftreten, und stellten mithin die chemische Zusammensetzung der Gesteine wieder mehr in den Vordergrund; die von den hierdurch gewonnenen neuen Gesichtspunkten ausgehende Betrachtungsweise der chemischen Beziehungen der Magmen zueinander führte endlich zu der Trennung in die beiden Hauptreihen der Eruptivgesteine, die sich chemisch und teilweise auch mineralogisch voneinander unterscheiden, in der Regel geologisch verschiedene Verbreitungsgebiete besitzen, und in denen die gleichen Strukturen in ihrer Abhängigkeit von dem geologischen Auftreten wiederkehren.

Je größer in den Naturwissenschaften die Tragweite neuer, gut begründeter Anschauungen ist, desto schlichter, einfacher pflegt im allgemeinen ihr Ausdruck zu sein. Ein großer Teil von ROSENBUSCHS Lebenswerk ist zusammengefaßt in der von ihm gegebenen kurzen Definition des Begriffs Gestein: „Gesteine nennt man die geologisch selbständigen Teile von mehr oder weniger konstanter chemischer und mineralogischer Zusammensetzung, aus denen sich die feste Rinde unserer Erde aufbaut“, und in den von ihm aufgestellten drei Bedingungen, denen ein Teil der festen Erdrinde genügen muß, um als geologisch selbständig bezeichnet zu werden.

- „1. Er muß in seiner Abgrenzung von den umgebenden Massen deutlich erkennen lassen, daß er seine Entstehung einem eigenen und gesonderten geologischen Vorgang verdankt;

2. er muß stofflich nicht unmittelbar von den umgebenden Massen ableitbar sein;
3. die Natur der ihn aufbauenden Substanzen (mineralische Zusammensetzung), die Art ihrer Verbindung untereinander (Struktur) und der von ihm eingenommene Raum (geologische Erscheinungsform) müssen in ursächlicher Beziehung zu dem geologischen Vorgang stehen, dem er seine Entstehung verdankt.“ (Elemente der Gesteinslehre S. 1.)

Das stetig zunehmende Gewicht, das die chemische Zusammensetzung bei der Beurteilung des Wesens der Gesteine für ROSENBUSCH erhielt, bereitete der Anordnung des Stoffes und der Begründung der von ihm gewählten systematischen Anordnung in den späteren Ausgaben der mikroskopischen Physiographie unleugbar Schwierigkeiten, die sich besonders in der dritten Auflage fühlbar machten: in den Rahmen eines „Hülfsbuches bei mikroskopischen Gesteinsstudien“ passen theoretisch-chemische Auseinandersetzungen schwer hinein, und andererseits waren diese auf die chemischen Verhältnisse begründeten Anschauungen für das Verständnis unentbehrlich. Dieser Umstand bestärkte wohl ROSENBUSCH in dem Entschluß, im Jahre 1898 den wesentlichen Inhalt seiner „Vorlesungen über Gesteinslehre, wie sie sich in fast dreißigjähriger Lehrtätigkeit nach und nach entwickelt haben“, der Öffentlichkeit zu übergeben; es sind dies die bekannten „Elemente der Gesteinslehre“ — die dritte Auflage dieses Werkes (1910) war die letzte Gabe, die er uns geschenkt. In noch stärkerem Maße bestimmte ihn aber hierzu offenbar ein anderer Umstand, der Wunsch, seine Auffassung vom Wesen der krystallinen Schiefer im Zusammenhang darlegen zu können.

ROSENBUSCH hatte viele Jahre seines Lebens der Vorarbeit für einen dritten Band der Physiographie gewidmet, der die mikroskopische Physiographie der krystallinen Schiefer enthalten sollte. Als im Jahre 1888 die Großherzoglich Badische Geologische Landesanstalt in das Leben gerufen wurde, wirkte die Möglichkeit, eine großzügige Erforschung des Schwarzwälder Gneisgebietes durchführen zu können, zu ROSENBUSCHS Entschluß bestimmend mit, die Errichtung und Leitung dieser Landesanstalt zu übernehmen. So viel Anregung und Förderung ihm diese Tätigkeit aber durch sechzehn Jahre auch für die Erkenntnis vom Wesen der krystallinen

Schiefer bot, der dritte Band der Physiographie ist ihr zum Opfer gefallen; und so entschloß er sich, in kürzerer Form in den „Elementen“ die Ergebnisse seiner Forschungen niederzulegen. Noch in seinen letzten Lebenstagen hat er ausgesprochen, daß Zeitmangel, hervorgerufen durch seine Amtspflichten als Leiter der Landesuntersuchung, ihn an der Niederschrift des dritten Bandes verhindert habe, aber er hat gleichzeitig hinzugefügt, daß er es trotzdem nicht bedauere, sich seinerzeit für die Landesuntersuchung entschieden zu haben.

Eine Würdigung der Einrichtung und Leitung der Anstalt durch ROSENBUSCH steht mir nicht zu — sie wird wohl an anderer Stelle von berufener Seite erfolgen; aber weit über die Grenzen des Arbeitsfeldes dieser Anstalt hinaus haben sich die Folgen der Übertragung des Grundsatzes „Alles Seiende ist ein Gewordenes“ auf die geologische Aufnahme eines von krystallinen Schiefen zusammengesetzten Gebietes geltend gemacht: die Überzeugung, „daß nach dem gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse die gegliederte, kartographisch - geologische Darstellung eines Gneisgebirges notwendig nach genetischen und entwicklungsgeschichtlichen Prinzipien durchgeführt werden mußte“ (Mitt. d. Großh. Bad. Geol. Landesanst., IV. Bd., 1. Heft, S. 16, 1899), hat überall, wo sie Wurzeln geschlagen hat, reiche Früchte gebracht. Welche Bedeutung ROSENBUSCH selbst seiner Tätigkeit für die Landesanstalt, besonders der durch sie bedingten ständigen Fühlung mit der Geologie zuerkannte, hat er durch das Thema, das er für seine Rektoratsrede im Jahre 1901 wählte, selbst zum Ausdruck gebracht; im Druck gab er ihr den Titel: „Aus der Geologie von Heidelberg“.

Von drei ganz verschiedenen Ausgangspunkten gelangte ROSENBUSCH zum Problem der krystallinen Schiefer: die von ihm erforschte Kontaktmetamorphose hatte die Möglichkeit einer Umkrystallisation von Gesteinen in mehr oder weniger starrem Aggregatzustand ohne Zuführung fremden Materials bewiesen, das Studium der Strukturen der Eruptivgesteine hatte ihre Eigenart gegenüber Sedimenten und krystallinen Schiefen kennen gelehrt, und schließlich gab die Erkenntnis der für die Zusammensetzung der Eruptivgesteine maßgebenden chemischen Regelmäßigkeiten Mittel an die Hand, sie auch in veränderter Form wiederzuerkennen. Unter den Forschern, deren Untersuchungen und Anschauungen für seine Auffassung

mitbestimmend waren, nennt er besonders K. A. LOSSEN, C. W. GÜMBEL, HANS REUSCH und A. E. TÖRNEBOHM.

Schon in der zweiten Auflage der Physiographie unterscheidet er bei den Graniten eine primäre Fluidalstruktur von der durch sekundäre Streckung vom Druck hervorgebrachten metamorphen Parallelstruktur und schildert ausführlich die dynamometamorphen Erscheinungen am Gabbro; im weiteren Umfange geht er auf das Problem in zwei sehr wichtigen Aufsätzen: „Zur Auffassung des Grundgebirges“ (Neues Jahrbuch f. Min. 1889, II, S. 81 ff.) und „Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges“ (Min.-Petr. Mitt. 12, S. 49 ff., 1891) näher ein. Es folgt die erwähnte Zusammenfassung in den „Elementen der Gesteinskunde“; einzelne Glieder der krystallinen Schiefer behandelt der Aufsatz: „Zur Deutung der Glaukophangesteine“ (Sitz.-Ber. d. K. Preuß. Akademie d. Wissensch., Berlin 1898, S. 706 ff.) sowie eine mit einer sehr wichtigen Einleitung versehene und unter dem gemeinsamen Titel: „Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes“ versehene Reihe von Abhandlungen: Einleitendes, I. Kohlenstoffführende Gneisgesteine des Schwarzwaldes (1899, Mitt. d. Bad. Geol. Landesanst. 4, S. 9 ff.), II. Die Kalksilikatfelse im Rench- und Kinzigitgneis. 1. Die Paraugitgneise; 2. Die Paraamphibolgneise (1901, a. a. O. 4, S. 369 ff.); 3. Die Kalksilikatfelse von der Fehren bei Neustadt i. Schw. (1905, a. a. O. 5, S. 43 ff.).

Im Jahre 1867 hatte K. A. LOSSEN, von seinen Untersuchungen im Soonwalde ausgehend, die Ansicht ausgesprochen, „daß die meisten echten krystallinen Schiefer . . . infolge der allgemeinen dynamischen gebirgsbildenden Prozesse auf nassem Wege umkrystallisierte Sedimente seien“ (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 19, S. 699, 1867), und hatte später die Wirkung dieser Prozesse auf Eruptivgesteine studiert; ROSENBUSCH suchte 1889 das Wesen der krystallinen Schiefer in ihrer Struktur zu erfassen. Im Gegensatz zu den chemischen oder stöchiologischen Strukturformen der Eruptivgesteine stellte er für die krystallinen Schiefer eine wesentlich mechanische Anordnung fest: „Bei aller kaleidoskopischen Buntheit der Verhältnisse im einzelnen ist es ein immer wiederkehrendes und in der mannigfaltigsten Weise Ausdruck findendes Moment, daß sich eine bestimmte Sequenz in der Mineralbildung nicht erkennen läßt. Jeder Gemengteil ist gegen jeden andern so begrenzt, daß seine Form anscheinend bald durch die des andern bedingt ist, bald aber die jenes

bedingt. Nicht chemische Gesetze drücken sich aus in der gegenseitigen Verwachsung, sondern fast durchweg mechanische. (Neues Jahrbuch 1889, II, S. 90). Die Umkrystallisation, die bis zur Verdrängung klastischer Phänomene die Struktur beherrschen kann, vergleicht er mit der entsprechenden Erscheinung kontaktmetamorpher Gebilde: „Man kann es hier als das beherrschende Moment hinstellen, daß die krystalline Entwicklung sich im starren oder doch nahezu starren, jedenfalls nicht im flüssigen Aggregatzustand vollzogen haben muß. Das ergibt sich schon daraus, daß jeder Gemengteil jeden andern seiner Form nach bedingt. Eine deutliche Reihenfolge in der Bildung der einzelnen Komponenten fehlt auch hier fast durchweg oder ist doch auf spärliche, mehr akzessorische Komponenten beschränkt“ (S. 91).

Eine anschließende Untersuchung über den stofflichen Bestand des Grundgebirges ergibt als Bestandteile der krystallinen Schiefer des Grundgebirges „Massen, deren Abstammung von Tonschiefern, Grauwacken, Konglomeraten, Carbonatgesteinen, Tiefengesteinen, Ergußgesteinen und ihren Tuffen wir z. T. mit aller wünschenswerten Sicherheit, z. T. mit größerer oder geringerer Wahrscheinlichkeit dartun können. Denken wir uns daher das Grundgebirge einen Augenblick seines schiefrigen Gefüges entkleidet und rekonstruieren wir aus der heutigen metamorphen Fazies den ursprünglichen Bestand, dann haben wir — von der ältesten Erstarrungskruste abgesehen — das Bild einer normalen geologischen Formationsreihe“ (S. 96). Die einzige bei dieser Betrachtung auffallende Abweichung, die Seltenheit der Kalke und der aus ihnen entstehenden Kalksilikatgesteine, führt ROSENBUSCH auf die spärliche Entwicklung des organischen Lebens in der Zeit der Bildung der ältesten Sedimente zurück.

Nachdem ROSENBUSCH 1890 versucht hatte, „die Gesetzmäßigkeiten im chemischen Bestande der Eruptivmassen zu formulieren“ (vgl. oben S. 143 ff.), wendete er im folgenden Jahre diese Erfahrungen auf die krystallinen Schiefer an: „Finden wir in einem krystallinen Schiefer ein solches Mischungsverhältnis der chemischen Bestandteile, wie es bei keinem Eruptivgestein vorkommt, so wird man schließen dürfen, daß derselbe nicht durch irgendwelche Dynamometamorphose aus einem Eruptivgestein entstanden sein kann. — Ist dagegen die chemische Mischung in einem krystallinen Schiefer die gleiche wie in einem bestimmten Eruptivgestein, so wird man zugeben müssen, daß erster durch Dynamometamorphose aus letzterem hervorgegangen sein kann, nicht muß, denn ein

Tonschiefer kann zweifellos auch die Zusammensetzung eines Granits haben. Die Entscheidung ist dann durch die Struktur bzw. die Stratigraphie zu suchen.“ (Min.-Petr. Mitt. 12, S. 51, 52, 1891).

Diese Auffassung der krystallinen Schiefer kommt im System zum Ausdruck durch die Einteilung in Orthogneise und Paragneise, Orthoamphibolite, Paraamphibolite usw., wie sie ROSENBUSCH in den „Elementen“, zum ersten Male 1898, durchführte; ein Beispiel, wie man in Sonderfällen den Ursprung völlig umgewandelter Glieder der krystallinen Schiefer auf diesem Wege erkennen kann, gab er gleichzeitig in seiner Abhandlung: „Zur Deutung der Glaukophangesteine“ (Sitz.-Ber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wissenschaften 1898, S. 706 ff.). In den späteren Auflagen der „Elemente“ wird besonders auch das Vorkommen von Orthoalkaligneisen neben den vorwiegenden Äquivalenten der Kalk-Alkalireihe in der Fazies der krystallinen Schiefer betont.

Den Vorstellungen ROSENBUSCHS vom Wesen der krystallinen Schiefer liegen zwei Voraussetzungen zugrunde, die er 1891 klar ausgesprochen hat, „1. daß die krystallinen Schiefergesteine überhaupt dynamometamorphe Massen sind; 2. daß die Dynamometamorphose den chemischen Charakter der ihr unterliegenden Gesteine nicht wesentlich ändert“ (S. 52). Dieser Anschauung entspricht seine Definition: „Die krystallinen Schiefer sind unter wesentlicher Mitwirkung geo-dynamischer Phänomene zu geologischer Umgestaltung gelangte Eruptivgesteine oder Sedimente“ (Elemente, 3. Aufl., S. 575, 1910).

Der Unterschied dieser Lehre gegenüber einer Auffassung, die in vielen „Gneisen“ (natürlich nicht in allen) primäre, unveränderte Eruptivgesteine erblickt, ist grundsätzlich nicht so groß, wie es zunächst den Anschein hat. Schon in der zweiten Auflage seiner Physiographie (1887) unterscheidet ROSENBUSCH bei den Tiefengesteinen eine durch Strömungen im Magma hervorgerufene „deutliche Parallelstruktur, welche den Graniten einen gneisartigen Habitus aufdrückt“ (S. 41), von der durch den Gebirgsdruck hervorgerufenen metamorphen Parallelstruktur (vgl. auch a. a. O. S. 72 usw.); er kennt in fluidal struierten Tiefengesteinen Protoklase und führt eine durchgreifende Parallelanordnung der Feldspate in Tiefengesteinskörpern auf den Druck des nachsinkenden Hangenden zurück (Elemente, 3. Aufl., S. 65). An einer anderen Stelle in demselben Werke betont er ausdrücklich, „daß man heute —



infolge des Nachweises der allgemeinen Verbreitung von Parallelstruktur in Tiefengesteinen — vorsichtiger in der Erteilung des Attributs: krystalliner Schiefer ist als früher. Hätte man die kanadischen Eläolithsyenite von Dungannon vor vier Jahrzehnten entdeckt, so würde man sie ebenso den krystallinen Schiefen zugerechnet haben, wie man das bis vor wenigen Jahrzehnten mit den kanadischen Anorthositen und mit den Graniten des Laurentian getan hat. Und tatsächlich hängt die Berechtigung dieser Bezeichnung im Grunde nur von der Definition ab, die man dem Worte krystalliner Schiefer gibt, sowie von der Auffassung, die man sich über den Aggregatzustand eines Gesteins in demjenigen Abschnitt seiner Geschichte macht, in welchem ihm die Struktur der krystallinen Schiefer aufgeprägt wurde“ (S. 578). Eine Meinungsverschiedenheit ist somit stets auf den gerade vorliegenden Fall beschränkt; man kann verschiedener Ansicht sein, welche Erscheinungen man noch auf Protoklase zurückführen, welche „Gneise“ man als primär oder metamorph ansprechen muß — soweit derartige Gesteine als primär erkannt werden, sind sie eben Eruptiva, die in krystalline Schiefer eingedrungen sind.

Zur Frage, ob die Dynamometamorphose die chemische Zusammensetzung der von ihr ergriffenen Gesteine verändern kann, sind schon zeitig (1889) Arbeiten aus der Schule ROSENBUSCHS mit seiner Zustimmung veröffentlicht, die für die Möglichkeit (nicht die Notwendigkeit) solcher stofflichen Veränderungen eintreten, und wenig später (1894) wurde auf der von ROSENBUSCH gegebenen Grundlage ausgeführt, daß der Druck der überlagernden Massen auf die tieferen Teile die gleiche Wirkung ausüben müsse wie der durch gebirgsbildende Vorgänge erzeugte Druck, der Begriff der Dynamometamorphose im weiteren Sinne mithin in Dislokationsmetamorphose und Belastungsmetamorphose zerlegt. Schließlich ist auch die Lehre von den Tiefenstufen eine Fortbildung und nicht eine Widerlegung der Grundanschauungen ROSENBUSCHS, zu denen nur die Erklärung der krystallinen Schiefer durch Injektion in einem grundsätzlichen Widerspruch steht. Aber selbst wenn man sich auf den Standpunkt der französischen oder der finnländischen Petrographie stellt, wird man immer zugeben müssen, daß vielfach Metamorphose (im weiteren Sinne, aber auf LOSSEN-ROSENBUSCHScher Grundlage) die einzige Erklärungsmöglichkeit bietet und in anderen Fällen wenigstens bestimmend mitwirkt.

Das Bild von ROSENBUSCHS Bedeutung für die Entwicklung der Petrographie würde unvollständig sein, wollte man nicht auch seiner Lehrtätigkeit gedenken. Gelernt haben alle gleichzeitigen Petrographen von ihm, mochten sie seinen Anschauungen zustimmen, auf ihnen weiterbauen, sie abändern oder sie bekämpfen — hier soll aber nur von seiner Schule die Rede sein.

ROSENBUSCH war das Vorbild eines Lehrers. Sein Vortrag war, nicht trotz seiner künstlerisch vollendeten Beherrschung der deutschen Sprache, sondern gerade wegen dieser seltenen Fähigkeit, einfach und schlicht; sein Vortrag fesselte nicht nur, er regte die Hörer zu eifrigster Mitarbeit an. Wer das Glück hatte, ihn in der Zeit seiner höchsten Fruchtbarkeit zu hören, als in wenigen Jahren seine Hauptwerke entstanden, die zweite Auflage der Physiographie der massigen Gesteine, die Lehre von den Ganggesteinen, die anschließende Theorie zur chemischen Auffassung der Eruptivgesteine und die grundlegenden Abhandlungen über die krystallinen Schiefer, denkt noch mit Begeisterung an die Vorlesungen, in denen wir seine Gedanken scheinbar selbständig dachten, bevor er sie aussprach; — so unvergleichlich verstand er es, lediglich durch Anordnung der Tatsachen und durch ihre beweisende Kraft die Hörer auf den von ihm eingeschlagenen Weg zu zwingen. Nach den Vorlesungen blieben wir in solchen Zeiten noch zusammen, ROSENBUSCH setzte sich zu uns und ließ uns Einblick tun in seine Gedankenwerkstatt; in Rede und Gegenrede kamen die Ansichten zutage, und nie trat uns die Autorität des Meisters entgegen. Irrten wir — und dies gilt nicht nur für jene Gespräche, sondern für den gesamten Unterricht im Institut —, so wußte uns ROSENBUSCH stets in der Art des SOKRATES zum Erkennen des Fehlers und zur Wahl des richtigen Weges zu helfen; gelangten wir zu anderen Schlußfolgerungen, so versuchte er nie, uns seine Überzeugung aufzudrängen, und manche Arbeit ist mit seiner Genehmigung aus seinem Institut hervorgegangen, die mit Anschauungen, die er vertrat, nicht überall übereinstimmt. Als Entgelt verlangte er nur eins von seinen Schülern, zuverlässige Beobachtung und eisernen Fleiß, einen Fleiß, der sich auch auf Darstellung und Form erstrecken sollte. Und wenn einer, so durfte er in dieser Hinsicht hohe Anforderungen stellen, ging er doch mit leuchtendem Beispiel voran; auch in den Zeiten, in denen die höchsten Fragen unserer Wissenschaft ihn beschäftigten, war ihm keine Mühe, kein Opfer an Zeit zu groß, um einen Gemengteil in einem

Schliff sicher zu bestimmen, und einem Schüler gab er auf die Klage, daß er einen Abschnitt sechsmal umgearbeitet habe und auch jetzt noch nicht zufrieden sei, die schlichte Antwort: ich habe gestern Nacht die elfte Umarbeitung eines Aufsatzes vollendet und beginne heute abend die zwölfte. Auch indirekt förderte seine Bedeutung die Schüler, die sich ihm angeschlossen hatten; zu ihm kamen, oft für mehrere Semester, erprobte Forscher aus allen Teilen der Erde, sie saßen neben dem jungen Studenten, der im Institut und außerhalb in vertrautem Verkehr von den erfahrenen Männern lernte und vielfache Anregungen erfuhr. So sind jedem von uns die Heidelberger Lehrjahre durch ihn ein bleibender Gewinn für das Leben geworden, und wie ein unsichtbares Band verbindet noch heute bewundernde Verehrung für den Meister alle, die das Glück haben, ihn ihren Lehrer nennen zu dürfen.

---

So bedeutungsvoll, oft entscheidend die Lebensschicksale für das Werk des Dichters und des Künstlers sind, so wenig spielen sie für das Wesentliche in der Wirksamkeit des Forschers eine erhebliche Rolle. Dies gilt auch für Geologen und Petrographen, obwohl ihr Arbeitsgebiet bis zu einem gewissen Grade von dem Aufenthaltsort beeinflußt wird; ROSENBUSCH hätte den gleichen Einfluß auf die Entwicklung der Petrographie geübt, auch wenn er an anderen Universitäten gelebt und gearbeitet hätte. Anders verhält es sich mit dem Charakter: „Auch in den Wissenschaften ist alles ethisch, die Behandlung hängt vom Charakter ab“ (GOETHE: Tagebücher, Einzeichnung vom 15. Februar 1831) — trotzdem tritt ganz allgemein das Innenleben des Forschers in den Ergebnissen der Forschung bis auf Spuren zurück, und nur die Gemütsart macht sich bisweilen bemerkbar. Bei ROSENBUSCH verschwindet die Person hinter dem Werk; so scharf umrissen der Charakterkopf des Forschers in allen seinen Werken heraustritt, so wenig erfahren wir aus diesen unmittelbar von dem Menschen, so wenig sollen wir nach seinem Wunsche von ihm erfahren. Sogar das Temperament, das in den früheren Arbeiten sich bisweilen fühlbar macht, hat er in seinen Hauptwerken mit voller Absicht zurückgedrängt — nur in den hochbedeutsamen Vorworten und in gelegentlich eingestreuten Bemerkungen allgemeineren Inhalts tritt hin und wieder persönliches Empfinden deutlicher hervor.

Um so wichtiger ist der ganze Geist, der aus seinen Werken spricht, das voraussetzungslose Streben nach Erkenntnis,

die Bereitwilligkeit, einen Gedanken, der sich nicht bewährt hat, aufzugeben, die Vorsicht in der Durchführung neuer Ideen, die Dankbarkeit und Anerkennung für Vorgänger und Mitstrebbende, das Freisein von Eitelkeit, Eigenschaften, die natürlich das Wissen von dem eigenen Wert, mannhaftes Vertreten der eigenen Überzeugung, Kampf um das Recht und scharfen Angriff auf Anschauungen, die er als irrig erkannte hatte, nicht ausschließen, sondern bedingen. Wichtig für die Beurteilung der Persönlichkeit ist ferner die Freundschaft, die er durch ein langes Leben treu bewahrt hat, und an deren Erwidderung er sich freuen durfte; auch an die bewundernde Liebe seiner Schüler, die ihm über das Grab folgt, darf in diesem Zusammenhange erinnert werden.

Äußerlich verlief sein Leben nach dem etwas unruhigen Beginn, der den früh des Vaters beraubten Göttinger Studenten der klassischen Philologie und Theologie zwang, seine Studien aus Mangel an Mitteln vorzeitig abzubrechen, ihn als Hauslehrer nach Brasilien führte und später den reifen Mann als Begleiter seiner Schüler nach Heidelberg und zu BUNSEN brachte, ruhig in den an deutschen Hochschulen dem erfolgreichen Gelehrten eröffneten Bahnen. Sein Lebensglück fand er im innigen Zusammenleben mit seiner hochsinnigen Gattin in dem von ihm erbauten und nach seiner Vaterstadt Einbeck benannten Heim, in dessen von ihm selbst sorgfältig gepflegten Garten er Ruhe und Erholung suchte; tiefes Leid erfuhr er durch den Tod des einzigen Kindes, eines hoffnungsvollen Sohnes. Aber er trieb, wie er es viele Jahre später in die Form eines Rates kleidete, „keinen Kultus mit seinem Schmerz“ — wenn auch die Wunde, die der Mensch empfangen hatte, nur äußerlich vernarbte, als Forscher besiegte er das Unglück; gerade auf die Zeit der Trauer folgte die reichste Entfaltung seiner Geisteskräfte. Ein Überwinder durfte er, um ein Wort GOETHES anzuwenden, das höchste Glück der Erdenkinder, die Persönlichkeit, sein eigen nennen; die zielbewußte Entwicklung dieser Persönlichkeit bis zur größten ihm erreichbaren Höhe macht gleichzeitig sein Leben und sein Werk zum Beleg für ein anderes Wort GOETHES, mit dessen Weltanschauung, wie sie sich in den Werken aus der Epoche seiner Vollendung spiegelt, er vieles gemein hatte: „Es ist in der Geognosie dem menschlichen Geiste eine herrliche Pflegerin fortbildender Anschauung eröffnet, die sich bei manchen wahrhaft berufenen Beobachtern zu einer wundersamen Höhe steigert und sie in dem naturgemäßeſten Sinne fernsehend macht“.

Fernsehend und stets ein Freund philosophisch-historischer

Betrachtung, der er sich in seinen letzten Lebensjahren ausschließlich widmete, wußte er, daß es in keiner Wissenschaft einen Abschluß gibt; in seinem letzten Werke, der neu bearbeiteten Auflage seiner „Elemente“ von 1910, beabsichtigte er, wie er es in der Einleitung selbst sagt, „ein getreues Bild von dem gegenwärtigen Stande der Gesteinslehre und damit den Hinweis auf die Wege zu den nächsten neuen Zielen zu geben“. So konnte er sich auch an der jüngsten Entwicklung der Petrographie, die sie unter dem Einfluß der physikalischen Chemie nimmt, erfreuen, ohne etwa von dem schmerzlichen Gefühle des Veraltens gedrückt zu sein; selbst bei strengster Prüfung mußte er anerkennen, daß jede weitere Entwicklung auf seinem Lebenswerk beruht und jetzt von der Höhe aus, zu der er die Wege gebahnt hat, auf neu erschlossenen Pfaden zu dem am letzten Ende unerreichbaren Ziele weiterführt. Und wie sein Werk, so wird seine Persönlichkeit unvergessen bleiben; für ihn gilt das Wort des TACITUS, der Prüfstein für diejenigen, die wirklich groß sind und es nicht nur eine Zeit lang scheinen: *quidquid amavimus, quidquid mirati sumus, manet mansurumque est in animis hominum, in aeternitate temporum, fama rerum; nam multos veterum velut inglorios et ignobilis oblivio obruit: hic posteritati narratus et traditus superstes erit.*

#### Zusammenstellung der Werke von H. ROSENBUSCH.

- Der Nephelinit von Katzenbuckel. Inaug.-Diss. 1869. Freiburg i. B.  
 Mineralogische und geognostische Notizen von einer Reise nach Süd-  
 Brasilien. 1870. Freiburg i. B.  
 Mikrochemische Versuche an Dünnschliffen. Neues Jahrb. f. Min. 1871,  
 S. 914ff.  
 Über einige vulkanische Gesteine von Java. Ber. über d. Verhandl. d.  
 naturf. Ges. zu Freiburg i. B. 1872<sup>1)</sup>, VI, S. 77ff.  
 Petrographische Studien an den Gesteinen des Kaiserstuhls. Neues  
 Jahrb. f. Min. 1872, S. 35ff. u. S. 135ff.  
 Der Hydrotachylit vom Roßberge. Neues Jahrb. i. Min. 1872, S. 614ff.  
 Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien.  
 Stuttgart 1873.  
 Über die Kontaktzone von Barr-Andlau. Neues Jahrb. f. Min. 1875, S. 849ff.  
 Ein neues Mikroskop für mineralogische und petrographische Unter-  
 suchungen. Neues Jahrb. f. Min. 1876, S. 504ff.  
 Einige Mitteilungen über Zusammensetzung und Struktur granitischer  
 Gesteine. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXVIII, S. 369ff., 1876.  
 Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone an den Granititen von Barr-  
 Andlau und Hohwald. Abhandl. z. Geol. Spezialkarte von Elsaß-  
 Lothringen, Bd. I, Heft 2, Straßburg 1877.

<sup>1)</sup> Die Jahreszahl 1873 in dem Literaturnachweis der beiden ersten Auflagen der Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien — die späteren enthalten keinen derartigen Nachweis — ist auf einen Druckfehler zurückzuführen.

- Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. Stuttgart 1877.
- Glimmertrachyt vom Monte Catini. Neues Jahrb. f. Min. 1880, II, S. 206 ff.
- Sulla presenza dello zirkone nelle rocce. Atti della R. Accad. delle Scienze. Torino XVI, 1881.
- Die Gesteinsarten von Ekersund. Nyt Magazin for Naturvid. Christiania XXVII, 4, 1882.
- Über das Wesen der körnigen und porphyrischen Struktur bei Massengesteinen. Neues Jahrb. f. Min. 1882, II, S. 1 ff.
- Über den Sagyandit. Tromsø Museums Aarshefter VI, 1883. Neues Jahrb. f. Min. 1884, I, S. 195 ff.
- Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. 2. Aufl. Stuttgart 1885.
- Ein Beitrag zur Morphologie des Leuzits. Neues Jahrb. f. Min. 1885, II, S. 59 ff.
- Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 2. Aufl. Stuttgart 1887.
- Hilfstabellen zur mikroskopischen Mineralbestimmung in Gesteinen. Stuttgart 1888.
- Zur Auffassung des Grundgebirges. Neues Jahrb. f. Min. 1889, II, S. 81 ff.
- Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. Min.-Petr. Mitt. XI, S. 144 ff. u. 438, 1890.
- Über Monchiquit, ein camptonitisches Ganggestein aus der Gefolgschaft der Eläolithsyenite (zusammen mit M. HUNTER). Min.-Petr. Mitt. XI, S. 445 ff., 1890.
- Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges. Min.-Petr. Mitt. XII, S. 49 ff., 1891.
- Über Struktur und Klassifikation der Eruptivgesteine. Min.-Petr. Mitt. XII, S. 351 ff., 1891.
- Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. 3. Aufl. Stuttgart 1892.
- Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 3. Aufl. Stuttgart 1896.
- Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1898.
- Zur Deutung der Glaukophangesteine. Sitz.-Ber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wissenschaften 1898, S. 706 ff.
- Krystallographische Untersuchung der Stickstoffmetalle. (Enthalten in: CURTIUS und RISSONI, neue Untersuchungen über den Stickstoffwasserstoff  $N_3H$ .) Journ. f. prakt. Chemie 58, S. 261, 1898.
- Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes: Einleitendes; I. Kohlenstoffführende Gneisgesteine des Schwarzwaldes. Mitt. d. Großherzog. Bad. Geol. Landesanst. IV, S. 9 ff., 1899.
- Über Euktolith, ein neues Glied der theralithischen Effusivmagmen. Sitz.-Ber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wissensch. 1899, S. 110 ff.
- Aus der Geologie von Heidelberg. Akadem. Rede. Heidelberg 1901.
- Elemente der Gesteinslehre. 2. Aufl. Stuttgart 1901.
- Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes: II. Die Kalksilikatfelse im Rench- und Kinzigitgneis. 1. Die Paraugitgneise, 2. die Paraamphibolgneise. Mitt. d. Großherzog. Bad. Geol. Landesanst. IV, S. 369 ff., 1901.
- Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Erste Hälfte: Allgemeiner Teil. 4., völlig umgestaltete Auflage von E. A. WÜLFING. Stuttgart 1904.

- Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Zweite Hälfte: Spezieller Teil. 4. Aufl. Stuttgart 1905 (enthält eine Neubearbeitung der „Hülftabellen zur mikroskopischen Mineralbestimmung“, die auch für sich erschienen ist).
- Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes: II, 3. Die Kalksilikate von der Fehren bei Neustadt i. Schw. Mitt. d. Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst. V, S. 43 ff., 1905.
- Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. Erste Hälfte: Tiefengesteine, Ganggesteine. 4. Aufl. Stuttgart 1907.
- Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. Zweite Hälfte: Ergußgesteine. 4. Aufl. Stuttgart 1908.
- Elemente der Gesteinslehre. 3. Aufl. Stuttgart 1910.

Darauf machen die Herren **E. HARBORT** und **A. MEST-  
WERTD** vorläufige Mitteilungen über das geologische  
Profil des Mittelland-Kanals.

Im Auftrage der Königlichen Preussischen Geologischen Landesanstalt haben wir in den letzten Jahren die Aufschlüsse untersucht, die beim Bau des amtlich sogenannten Ems-Weser-Kanals geschaffen worden sind. Richtiger wäre es, vom Ems-Leine-Kanal zu sprechen, da der Kanal, von Misburg bei Hannover ausgehend, Leine, Weser und Ems miteinander verbindet. Es ist bekannt, daß diese Kanalstrecke vorläufig nur einen Torso des ursprünglich geplanten Mittelland-Kanals bildet, der Ems und Elbe und damit die Flußsysteme im Westen Deutschlands mit denen im Osten des Reiches verbinden sollte. Da aber der Kanal voraussichtlich doch über kurz oder lang zum Mittelland-Kanal ausgebaut werden wird, wollen wir der Kürze halber schon jetzt vom Mittelland-Kanal sprechen.

Der Mittelland-Kanal wird nach seiner Vollendung von Bevergern bis Hannover in dem nördlich vom Wesergebirge, den Bückebergen und dem Deister sich ausdehnenden Flachlandsgebiete eingeschnitten sein (vgl. Fig. 1). Es ist bekannt, daß er auf dieser ganzen Strecke keinerlei wesentliche Höhenunterschiede zu überwinden hat und daher ohne jede Schleusen gebaut werden konnte. Das Westende des Kanals leitet mit einer Sperrtoranlage in den Dortmund-Ems-Kanal über. Ein mehrere Kilometer langer Damm mit einer architektonisch imponierenden Brücke über die Weser trägt das Kanalbett über das tiefer eingeschnittene Wesertal hinweg. Nördlich von Minden vermittelt eine Schleusenanlage den Abstieg vom Kanal in die Weser. Ebenso wird bei Hannover durch eine Schleuse der Abstieg zur Leine bewirkt, durch eine dritte Schleuse bei Limmer aber der Anstieg auf das Plateau von Linden bei

Hannover, in dem der Hafen für die Industriestadt Linden angelegt werden wird. Ein Zweigkanal führt von Bramsche im Hasetal mit zwei Schleusen aufwärts nach Osnabrück, andere Abzweigungen sind noch nach Peine und Hildesheim geplant.

Der Kanal selbst hat bei normalem Wasserstand eine Breite von etwa 25 m und eine größte Tiefe von 2,50 m. Da der Kanal auf große Strecken hin innerhalb aufgeschütteter Dämme verläuft, vielfach aber auch in sandigen, durchlässigen diluvialen Ablagerungen eingeschnitten ist, so waren umfangreiche Dichtungsarbeiten notwendig. Es hat sich gezeigt, daß als bestes Dichtungsmaterial der Geschiebelehm verwendet werden konnte, da er bei seinem Gehalt an grobsandigen Komponenten eine größere Standfestigkeit an den inneren Wandungen des Kanalschlauches besitzt, während fettere Tone der Kreide oder gar der Lößlehm leicht aufweichen und nach der Kanalachse hin fließen. Durch zufällige Vermengung von fetteren Tönen der Kreide usw. mit Sand und Kies wurde vielerorts gewissermaßen ein künstlicher Geschiebelehm geschaffen.

Auf große Strecken verläuft der Kanal im Gebiet des Grundwasserhorizontes, so daß von hier aus eine teilweise natürliche Speisung des Kanals erfolgt. Im übrigen war ursprünglich für die Speisung des Kanals geplant, in der Gegend von Rinteln das Wesergebirge mit einem Tunnel zu durchstechen und von der Weser aus einen „Zubringer-Kanal“ mit natürlichem Gefälle in den Mittelland-Kanal einzuführen. Dieser Plan wurde dann später leider wieder aufgegeben und ein anderes Projekt zur Speisung des Kanals verwirklicht. Durch die Anlage eines Stauwehres bei Dörverden auf dem halben Wege zwischen Nienburg und Verden war nämlich seinerzeit die Möglichkeit gegeben, im Interesse der umliegenden Kreise die Anlage eines elektrischen Kraftwerkes zu bauen. Um nun aber andererseits den Bau eines solchen Kraftwerkes rentabel zu gestalten, mußte die Abnahme möglichst großer Strommengen gewährleistet werden. Hauptsächlich wohl aus diesem Grunde wurde dann der Zuleiter-Kanal aufgegeben, so daß nunmehr ein Pumpwerk bei Minden das Wasser aus der Weser zur Speisung des Kanals pumpen und um etwa 10 m heben wird. Die elektrische Energie wird von Dörverden durch Überlandkabel bis nach Minden geleitet. Der nicht ausgeführte Durchstich durch das Wesergebirge hat somit leider das erhoffte geologische Profil durch das Wesergebirge nicht gebracht, andererseits aber dürfte es noch sehr zweifelhaft sein, ob die Ausführung des zweiten Projektes vom volkswirtschaftlichen Standpunkt aus die glücklichere zu nennen ist, denn die Unterhaltung der



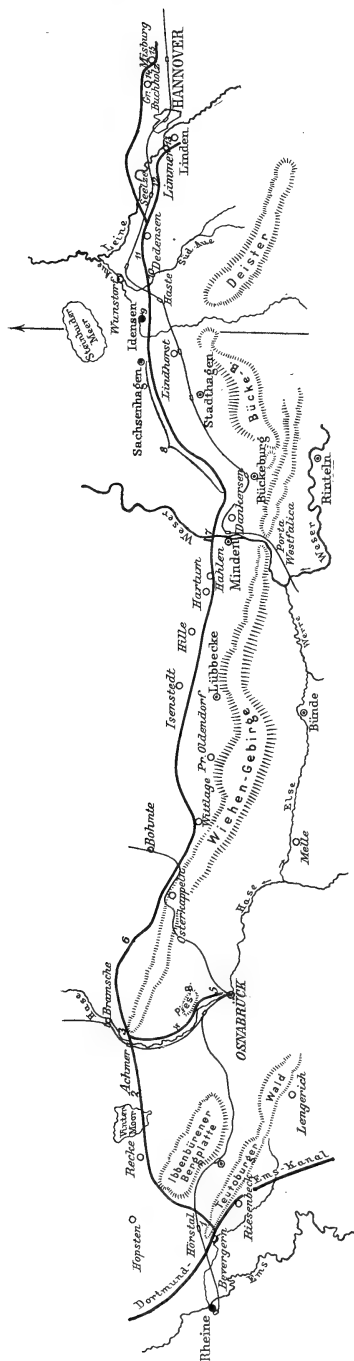


Fig. 1.

Der Ems-Weser- (Mittelland-) Kanal. Maßstab 1 : 500000.

Gebirgsschichten in der Kanalschle:

- |                  |                            |                          |
|------------------|----------------------------|--------------------------|
| 1 Apten          | 9 Oberes Hauterivien       | 13 Kimmeridge, Korallen- |
| 2 Unterer Keuper | 10 Mittlerer Buntsandstein | oolith und Ornatenzone   |
| 3 Weißer Jura    | 11 Turon - Cenoman         | 14 Gault                 |
| 4 Buntsandstein  | 12 Oberes Hauterivien      | 15 Turon                 |
| 5                |                            |                          |

Maschinen und Pumpenanlagen wird eine dauernd kostspielige sein, während die Anlage des Zubringer-Kanals eine einmalige Ausgabe gewesen wäre, und die Stromabnehmer für die Überlandzentrale bei Dörverden würden sich in kurzer Zeit auch sehr bald sonst gefunden haben, zumal das Heidegebiet durch Anlage von Kalischächten und allen möglichen Arbeiten zur inneren Kolonisation von Jahr zu Jahr weiter erschlossen wird und dauernd von neuem große Energiemengen gebraucht.

Die ersten Aufschlüsse im Zuge des Mittelland-Kanals wurden durch eine Anzahl von flacheren Bohrungen bis zu 30 m Tiefe geschaffen, durch die nicht nur ein zusammenhängendes Bodenprofil gewonnen, sondern auch die Grundwasserverhältnisse geklärt wurden. Die nächsten Aufschlüsse brachten die zahlreichen Baugruben für die Widerlager der Brückenpfeiler. Alsdann wurde mit dem Aushub des eigentlichen Kanalbettes begonnen. Die Tätigkeit der Bagger verwischte aber die Grenzen der einzelnen Bodenschichten vielfach derart, daß die Mächtigkeit der verschiedenen Ablagerungen am besten aus den vor dem Kanalbau gewonnenen Bohrprofilen und den ersten Baugruben selbst abgelesen wurde, während ihre petrographische Beschaffenheit und ihre Fossilführung nunmehr in ausgiebigster Weise untersucht werden konnten.

Der normale Wasserspiegel im Kanal wird 49,80 m über N. N., der angespannte bis 50,30 m über N. N. stehen. Aus der Tatsache, daß der Mittelland-Kanal von Hannover bis Bevergern auf eine Länge von etwa 150 km ohne Schleusen geführt ist, geht schon hervor, daß das Gebiet, welches er durchfließt, eine große Ebene sein muß. In der Tat ist denn auch der Nordseite der Mittelgebirge auf dieser Strecke eine bis 2 Meilen breite Ebene vorgelagert, die sich in Höhenlagen zwischen 51 und 58 m über N. N. bewegt. Auf dieses in seiner morphologischen Eigenart so einheitliche Gebilde werden wir später zurückkommen. Dementsprechend sind die Einschnitte des Kanals in dieser Ebene nur durchschnittlich 1—8 m tief, nur an wenigen Stellen, wo der festere Gebirgsuntergrund in Kuppen emporragt, finden sich einzelne tiefere Einschnitte, wie der etwa 17 m tiefe Einschnitt in der Kreide bei Niederwöhren. Da, wo die Flüsse mit ihren tieferen Talflächen in diese Ebene bis zu 40 m über N. N. einschneiden, wird der Kanal in einem aufgeschütteten Bett geführt. Wir wollen uns in diesen vorläufigen Mitteilungen darauf beschränken, nur einzelne Schnitte aus dem Gesamtprofil herauszugreifen und einige Betrachtungen allgemeineren Inhaltes, insbesondere über die Gliederung des Diluviums, daran zu knüpfen.

## A. Östlicher Abschnitt: Strecke Misburg bei Hannover bis Osterhahlen bei Minden.

(Untersucht von E. HARBORT.)

### a) Vordiluviale Schichten.

Vordiluviale Schichten treten auf dieser Strecke nur ganz vereinzelt direkt zutage, dagegen sind sie, überkleidet von einer dünnen Schicht diluvialer Ablagerungen, oft kilometerweit im Kanalbett angeschnitten worden. Betrachten wir diese Aufschlüsse, von Osten nach Westen gehend, so finden wir zunächst zwischen den Stationen 172,5 und 173 nördlich der Hannoverschen Zementfabrik Misburg (15)<sup>1)</sup> Plänerkalke der Oberen Kreide in flacher Lagerung unter einer dünnen, 1—3 dm mächtigen humosen Rinde an die Tagesoberfläche treten. Im alten Gehege der Königlichen Forst Hannover, zwischen Station 170,2—171, stehen unter einer 2—6 m mächtigen diluvialen Sanddecke tonige Mergel des Unteren und Mittleren Gaults an (14). Von hier ab sind in der ganzen Strecke Vahrenwald bis zur Abzweigungsstelle des Lindener Zweigkanals bei Lohnde zurzeit nur diluviale Schichten erschlossen. Westlich von Limmer hat der nach Linden führende Zweigkanal zwischen Limmer und den Asphaltgruben von Limmer in den Stationen 37,5 bis 40,2 Schichten des Weißen Juras, und zwar Kimmeridge und Schichten des Korallenooliths, die unter etwa 60° einfallen, angeschnitten. Unter ihnen folgen direkt dunkle Tone, in deren liegendstem Teil sich einzelne Ammoniten der Ornatenzone des Braunen Juras *Cosmoceras ornatum* v. SCHLOTH. und *Perisphinctes* sp., fanden. Weiter nach Süden verschwinden sie unter diluvialem Geschiebelehm und Geschiebesanden (13). Erst im Lohholz bei Harenberg treten zwischen den Stationen 31—55 der Strecke Seelze unter einer bis wenige Meter mächtigen Diluvialdecke graue, fette, kalkhaltige Tone der Unteren Kreide mit Toneisensteingeoden auf, in deren hangendem Teil sich zahlreiche wohlerhaltene und zum Teil noch nicht beschriebene Craspediten und Simbirskiten, in deren liegenden Schichten sich jedoch vorwiegend Crioceren aus der Gruppe des *Crioceras capricornu* A. ROEM. fanden, Formen, die beweisen, daß diese Tone dem Oberen Hauterivien angehören (12).

Der nächste Aufschluß (11) in vordiluvialen Ablagerungen liegt zwischen Dedensen und Wunstorf, wo zwischen den

<sup>1)</sup> Die Ziffern beziehen sich auf die entsprechenden Stellen des Übersichtskärtchens Fig. 1 S. 163.

Stationen 50 und 60 der Strecke Wunstorf der Kanal in einem bis 8 m tiefen Einschnitt Turon- und Obere Cenomanpläner im Kern der hier von diluvialen Ablagerungen umkleideten Bergkuppe angeschnitten hat. Einfallen und Ausbildung der Schichten stimmen überein mit den etwa  $\frac{3}{4}$  km südlich davon gelegenen Aufschlüssen der großen Mergelgruben bei Holtensen, welche von den Wunstorfer Zementwerken ausgebeutet werden. Unmittelbar an der Südaue, zwischen der Haster Forst und Kohlenfeld, ist in einem Graben am südlichen Ufer des Kanals (10) eine kleine Scholle Mittleren Buntsandsteins angeschnitten, die im übrigen in früheren Jahren schon durch eine in unmittelbarer Nähe liegende Kalibohrung bekannt geworden ist. Der Kanal kreuzt hier die bekannte Salzhebungszone, welche vom Kaliwerk Deutschland über die Benthaler Berge, den Tienberg bei Bokeloh (Kaliwerk Siegmundshall), Kaliwerk Weser bis zum Steinhuder Meer und unter diesem hinweg bis Brokeloh, Husum schon in früheren Jahren durch zahlreiche Bohrungen nachgewiesen worden ist.

Tone des Oberen Hauteriviens wurden dann wieder von geringmächtigen interglazialen und glazialen Ablagerungen überdeckt südlich von Idensen zwischen den Stationen 70 und 80 der Strecke Sachsenhagen aufgeschlossen (9). Sie lieferten vor allem zahlreiche Exemplare aus der Formenreihe des *Crioceras capricornu* A. ROEMER.

Etwa von der Kreuzung des Kanals mit der Chaussee Lindhorst-Sachsenhagen ab steht die Sohle des Kanals bis etwa zur Grenze des Bauamtes Bückeburg, d. h. auf eine Entfernung von ungefähr 13 km in den Schichten der Unteren Kreideformation; der Kanal durchzieht hier das Innere der sog. Schaumburg-Lippeschen Kreidemulde (8). Da er etwa in der Muldenachse verläuft, so schneidet er vorwiegend die jüngsten Schichten des Neocoms an, die überhaupt in der Schaumburg-Lippeschen Kreidemulde bis jetzt bekannt geworden sind. Die von Toneisenstein-Schichten durchzogenen Schiefertone zeigen durchweg ein flaches Einfallen in der Weise, daß in der Kanallinie einzelne, flache Mulden abwechseln mit ebenso flachen Sätteln. Etwa in der Höhe von Sachsenhagen bis Nienbrügge stehen Tone des Oberen Valanginien an. Auch östlich von Pollhagen fanden sich noch Tone des Oberen Valanginien mit *Polyptychites bidichotomus* LEYM. und *Astieria* sp. sp. Auf diese legen sich dann zwischen Pollhagen und Niederwöhren zunächst Tone des Unteren Hauteriviens mit *Hoplites noricus* A. ROEM., *Hoplites radiatus* BRUG., *Nautilus neocomiensis* D'ORB. und *Meieria ornata* PHILL., auf die dann

zwischen den Stationen 34—40 Tone mit zahlreichen Exemplaren von *Crioceras capricornu* A. ROEM. folgten, auf die sich endlich als hangendste Schichten Tone mit *Crioceras Seeleyi* NEUM. et UHL. und einer reichen Fauna von Simbirskiten legen, einer Fauna, die z. T. ganz neue Formenreihen enthält. Ihre Beschreibung soll einer besonderen Bearbeitung durch Herrn STOLLEY und den Verfasser vorbehalten bleiben. Diese Simbirskitenfauna bietet darum besonderes paläontologisches Interesse, weil sie in Ergänzung zu den von NEUMAYER und UHLIG und v. KOENEN aus dem Salzgitterer Eisensteinlager beschriebenen Formen neben ausgewachsenen Individuen auch jüngere Altersstadien bzw. Stücke mit jungen Windungen enthält, die einen Vergleich mit den aus Rußland usw. beschriebenen Formenreihen zulassen. Etwa von Station 80 bis Station 0 der Baustrecke Bückeburg sind in der Höhe von Deinsen, Rusbend, Meinsen und Nordholz wiederum ältere Schichten des Neocoms angeschnitten in der Weise, daß im westlichen Teil dieser Strecke sich Schichten des Oberen Hauterivien mit Schichten des *Crioceras capricornu* A. ROEM. auf solche des Oberen Valanginien zwischen Rusbend und Nordholz auflegen.

Schichten des Oberen Valanginien, und zwar außerordentlich versteinungsarme Tone, in denen sich nur ganz vereinzelte Bruchstücke von Polyptychiten fanden, neben einzelnen Belemniten aus der Gruppe des *Belemnites jaculum* aut. und wenigen Zweischalern der *Thracia Philippssii* A. ROEMER wurden in dem Einschnitt des Weser-Abstieg-Kanals, unterhalb der Weserschleuse, sowie in den Baugruben der Schleuse selbst und in den zahlreichen Baugruben der Brückenpfeiler der langen Weserbrücke zutage gefördert (7).

#### b) Quartäre Ablagerungen.

Über das Alter und die Gliederung der diluvialen Ablagerungen, welche der Kanalschlauch zwischen Weser und Leine durchschnitten hat, geben am besten diejenigen Einschnitte Aufschluß, welche in der Nähe des heutigen Wesertales sowie des Leinetales liegen, weil hier einerseits die Beziehungen der verschiedenen Talstufen der diluvialen Flußablagerungen (Terrassen) untereinander am besten zu studieren waren und andererseits ihr Verhältnis zu den glazialen Ablagerungen des Inlandeises erkannt werden konnte. Wir wollen bei Besprechung der Aufschlüsse im Diluvium von denen an der Weser ausgehen (vgl. Profilskizze Nr. 2).

Hier legen sich zwischen dem Steilrand des Wesertales bei Minden bis zur Höhe von Osterhahlen, d. h. der Station 0 der Baustrecke Minden, auf eine Entfernung von 4 km auf die im tieferen Untergrunde anstehenden Schiefertone der Unteren Kreide, die an dem Steilufer der Weser ausstreichen, in einer Mächtigkeit bis zu 13 m fast horizontal geschichtete Sande und sandstreifige Kiese auf, deren Material ausschließlich aus Geröllen einheimischer Gesteine besteht, die einst die Weser hierher geschafft haben muß. Es sind vorwiegend Gerölle von Buntsandstein, Muschelkalk, Jura, Kreide, Kieselschiefern, Porphyren und Graniten des Thüringer Waldgebietes, in denen hier, mit Ausnahme von 2 Feuersteinfunden, die allenfalls nordischer Herkunft sein könnten, keinerlei nordisches Material sich findet. Die Größe der Schotter schwankt zwischen Walnuß- und Faustgröße. Seltener sind bis kopfgroße Gerölle. Diese Flußschotter, die sich hier in einer Höhenlage von 45—58 m finden, also bis über 20 m über der heutigen Talsohle der Weser liegen, sind zweifellos Weserschotter. Sie könnten ein Erosionsrelikt der Oberen oder der Mittleren Weserterrasse O. GRUPES sein, deren Aufschüttung GRUPE<sup>1)</sup> an den Anfang der ersten bzw. an den Beginn der mittleren Vereisung verlegt.

Auf diese Weserschotter legt sich in den Aufschlüssen der Strecke Groß-Hahlen bis zum Weserabstieg ganz gleichmäßig eine meist nur 1—3 dm mächtige Steinsohle auf, die fast ausschließlich aus nordischem Material besteht und stellenweise Blöcke von  $\frac{1}{2}$  cbm Größe führt. Bisweilen wird diese Steinschicht etwas mächtiger, geht auch wohl in lehmige, nordische Geschiebe führende Sande und an einigen Stellen, besonders zwischen Station 11 und 12 der Strecke Minden, in einen typischen Geschiebemergel über, der sich hier in Form einer flachen Linse bis 1,60 m mächtig auf die horizontal liegenden Weserschotter auflegt, ohne diese selbst im geringsten gestört zu haben. Der Geschiebelehm selbst ist in diesem Aufschluß durchaus typisch. Zu unterst grau und noch kalkhaltig, nach oben hin sandiger und gelblich-braun gefärbt. Schlierige Toneinlagerungen in dem Geschiebelehm sowie die den Flußschottern auflagernden glazialen geschiebeführenden Sande zeigen indes mancherlei kleine Fältelungserscheinungen, die auf Stauchung zurückzuführen sind. Direkt unter dem Geschiebelehm liegt ein 3—5 cm

---

<sup>1)</sup> O. GRUPE: Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. Diese Zeitschr. 1912, S. 265—298.

O. GRUPE: Der geologische Aufbau der Weserlandschaft in der Gegend von Bodenwerder, Eschershausen, Stadtoldendorf. 6. Jahresbericht des Nieders. Geol. Vereins zu Hannover 1913, S. 152 ff.



mächtiger Streifen eines feinsandigen Tones. Die Steinsohle bzw. die geschiebeführenden Sande gehen nach dem Hangenden zu allmählich in einen lehmigen feinen Sand über, der in der Nähe der Oberfläche immer feiner wird und schließlich zu einem tonigen Feinsand bzw. zu einem geschichteten, lößähnlichen Material wird, in dem sich zuletzt keinerlei Gesteine und Gerölle mehr finden. Diesen gesamten Schichtenkomplex von der Steinsohle bis zur Oberkante der lößähnlichen Ablagerungen möchte man zunächst als ein einheitliches Gebilde auffassen, entstanden in einem gewaltigen Staubecken, in dem anfangs zahlreiche Eisschollen bzw. Eisberge von dem nördlich gelegenen Eisrande losgelöst herumschwammen und beim Auftauen die eingefrorenen Geschiebe, Lehm-, Ton- und Sandpartien niederfallen ließen, während später erst die feinere Trübe sich als Feinsand und Löß niederschlug, der dann nach der Trockenlegung des Beckens von hier aus zum Teil auf äolischem Wege umgelagert und auf die südlich vorgelagerten Höhenzüge des Wesergebirges geweht worden sein mag.

Aus dem Vereisungsgebiet des norddeutschen Flachlandes sind vielfach Profile beschrieben worden, wo in Stausee-, oder fluviatilen Bildungen dünne linsenartige Geschiebelehm-vorkommen eingebettet liegen, deren Entstehung ich mir ebenfalls nur durch Eisdrift erklären kann.

Wenn diese Deutung richtig ist, würden die Grundmoränenreste gedriftetes Material der letzten (dritten) Vereisung darstellen, deren Inlandeis selbst nach den Untersuchungen von STOLLER und anderen Autoren nicht bis zur Gegend der Porta westfalica gereicht haben soll.

Eine zweite Möglichkeit wäre die, daß in der Steinsohle und den Geschiebelehmklappen auf den Weserschottern Erosionsrelikte einer älteren Grundmoräne, nämlich solche der mittleren Vereisung, vorliegen. In diesem Fall müßte dann aber die Erosion der Grundmoräne eine flächenhafte Abtragung gewesen sein, die hier zufällig just an der Grenze von Grundmoräne gegen ältere Weserschotter im allgemeinen Halt gemacht hätte.

Gegen letztere Annahme spricht indes der Umstand, daß in dem 4 km langen Profil nirgends eine scharfe Grenze zwischen der glazialen Steinsohle und den sandigen und lößlehmartigen Bildungen im Hangenden beobachtet wurde.

Nehmen wir zunächst einmal an, daß die Deutung dieser Schotter als solche der Mittleren Terrasse richtig sei, da sie sowohl ihrer Höhenlage als auch ihrer petrographischen Zusammensetzung nach dazu gehören könnten. Alsdann würden die Grundmoränenreste auf derselben sowohl solche der 2. Ver-



eisung sein können als auch gedriftetes Material aus der letzten Eiszeit. Indes verhehlen wir uns nicht, daß die Weserschotter der Terrasse ev. auch noch ältere Ablagerungen, d. h. möglicherweise Erosionsreste der ältesten Terrasse, der Oberen Terrasse GRUPES, aus der ersten Glazialzeit sein könnten, oder zum Teil wenigstens noch ältere, d. h. präglaziale Schotter, weil die Höhenlage der Schotter als Erosionsreste einer Terrasse an sich für das Alter dieser Terrasse nichts beweist, andererseits aber das Fehlen nordischer Komponenten hierin zunächst einmal den Gedanken nahe legt, daß es sich um Flußschotter handelt aus einer Zeit, in der glaziale Ablagerungen im Stromgebiet der Weser noch nicht vorhanden waren oder aber während einer Interglazialzeit wieder vollständig abgetragen sein mußten. Ein stratigraphisch völlig einwandfreier Beweis dafür, welcher Terrasse diese Flußschotter angehören, ist somit an dieser Stelle noch nicht erbracht. Für die Zugehörigkeit zur Mittleren Terrasse würde vor allem sprechen, daß die fluviatilen Weserschotter weiter nach Westen hin von glazialen fluviatilen Sanden ersetzt werden, die wohl zweifellos der Haupteiszeit entstammen (vgl. S. 186).

In die ältere Schotterterrasse von Wesergeröllen hat sich wahrscheinlich während einer Interglazialzeit ein jüngeres Wesertal eingeschnitten, das dann später wohl zur Zeit der letzten Vereisung wieder von jüngeren glazialen Ablagerungen aufgefüllt wurde (Untere Terrasse GRUPES). Den Aufbau dieser Unteren Terrasse ließ in ausgezeichneter Weise das mit dem Weserabstieg des Kanals geschaffene Längsprofil erkennen (vgl. Profilskizze Fig. 3 auf S. 173).

Es legen sich hier auf die im tieferen Untergrunde anstehenden, flach nach Nordosten einfallenden Schiefertone der Unteren Kreide bis 6 m mächtige Ablagerungen der Unteren Terrasse. Diese bestehen jedoch nicht aus einer einheitlichen Aufschüttung, sondern man konnte beobachten, wie sich zunächst mit ganz unregelmäßiger Oberfläche diskordant geschichtete Weserschotter auf die Neocomschiefer auflegten, die vorwiegend aus einheimischen Gesteinen, Buntsandstein, Kieselschiefer, Porphyren, Wesergebirgsgesteinen usw. bestanden, aber im Gegensatz zu den vorhin beschriebenen älteren Terrassenablagerungen reichliche Mengen von Feuersteinen führen. Über diese gewissermaßen nur in Erosionsresten erhaltenen Weserschotter legen sich unregelmäßig in diese eingreifend und vielfach bis auf die Neocomschiefer herabreichend jüngere Ablagerungen, lehmige, gelbe Schotter, feinsandige Tone und geschiebeführende Lehmschichten mit Geschieben von Schiefer-

tonen der Unteren Kreide. In dieser Ablagerung sind ganz unregelmäßig verteilt, besonders reichlich aber an der Basis dieser Schicht, große nordische Geschiebe, darunter Blöcke von über 2 cbm Größe (ein großer Granitblock hatte folgende Maße 1:1,60:1,20 m). Diese Aufschüttungen werden nach oben hin immer sandiger und lehmiger und gehen schließlich in einen feinsandigen, zu oberst schwach humosen, lößlehm-artigen Schlick über (Auelehm). Es leuchtet ohne weiteres ein, daß in diesem Profil der Niederterrasse sich der Kampf der Gewässer widerspiegelt, die vom Süden kommend die Schottermassen der Weser brachten, während gleichzeitig von Norden her das heranrückende Inlandeis einer jüngeren Glazialzeit bzw. dessen Schmelzwässer die Schuttmassen und gewaltigen Blöcke zum Absatz brachten, die wahrscheinlich zum größten Teil als Eisdrift hierher gelangten. Mit dem Zurückweichen des Eisrandes klingt dieser Kampf allmählich aus in den feinen, tonigen Sedimenten, die als letzte Stauprodukte sich auf der Terrasse niedersetzten.

Es liegt wohl nahe, diese Ablagerungen als zeitlich äquivalente Bildungen mit den vorhin beschriebenen jüngeren Ablagerungen auf der älteren Terrasse anzusehen, obschon ein exakter stratigraphischer Beweis dafür bislang nicht gebracht werden kann. In den tiefen Schichten der Niederterrasse fanden sich Reste von *Elephas*, in den obersten zum Alluvium überleitenden einige Geweihstücke von *Cervus (Rangifer) tarandus*. Die Untere Terrasse erreicht da, wo das Kanalbett das Wesertal durchschneidet, eine Breite von 5 km. Weitere Aufschlüsse in ihr sind jedoch beim Kanalbau nur spärlich gemacht worden, da der Kanal, wie bereits eingangs erwähnt, auf dieser ganzen Strecke in einem hoch aufgeschütteten Damm verläuft.

Die Diluvialablagerungen zwischen Weser und Leine bieten zunächst weiter nichts Bemerkenswerthes. Es sind zumeist Geschiebelehmablagerungen, die z. B. bei der Nieder-Wöhrener Brücke eine Mächtigkeit von 9 m erreichen können, oder Geschiebesande, hier und da wohl auch Flußschotter, Absätze kleinerer Flußläufe. Zwischen anstehendem Gebirge und Geschiebelehm sind stellenweise kleine Torfbildungen mit Sumpflora (nach STOLLER *Scirpus lacustris* L., *Sparganium ramosum* HUDS. und *Potamogeton natans* L. Probe von Station 73 bei Dedensen) beobachtet worden. Sie könnten interglaziales, vielleicht auch präglaziales Alter haben. Mehrfach aber sind auch in die diluvialen Ablagerungen selbst kleine, unbedeutende Torfflözchen interglazialen Alters eingelagert.

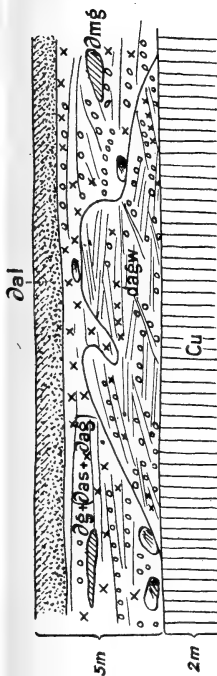


Fig. 3.

Längsprofil in der unteren Terrasse, Einschnitt des Kanales (Weserabstieg) gegenüber dem Zentralfriedhof von Minden.

$\partial al$  Tallehm, z. T. tonig, nach unten sandiger werdend  $dagw$  Weserschotter, vorwiegend einheimische Gesteine, Buntsandstein, Kieselschiefer usw., aber auch reichlich Feuersteine als nordische Komponenten.  $cu$  Schiefertone der Unteren Kreide.

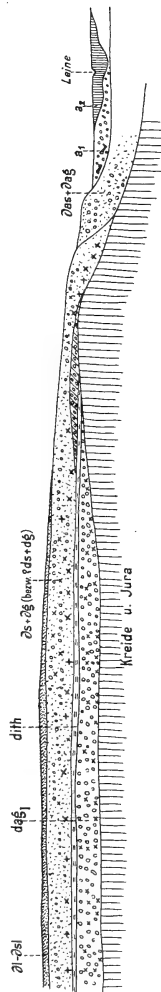


Fig. 4.

Kombiniertes Diluvialprofil an der Leine zwischen Seelze und Hannover.

$a_2$  Jüngerer Alluvium.  
 $a_1$  Älteres Alluvium mit *Unio sinuatus*.  
 $\partial as + \partial ag$  Talsand und -kies der Unteren Terrasse ( $\partial mg$  Nester von verwaschener Grundmoräne).  
 $\partial l - \partial sl$  Löß bis Feinsand.

$\partial s + \partial g$  (bzw.  $? ds + dg$ ) Glazialer Geschiebesand mit Grundmoränenresten, fraglich ob der letzten oder vorletzten Eiszeit zugehörig.  
 $dth$  Interglazialer Torf.  
 $dag_1$  Leineschotter der mittleren oder oberen Terrasse.

Erst von Dedensen ab bis Hannover erhalten die diluvialen Ablagerungen wieder größeres Interesse, da hier die Absätze der Inlandvergletscherung nochmals in Beziehung treten mit alten Flußschottern der Leine.

Von Seelze, Station 30, bis Lohnde, d. h. auf einer Strecke von über 3,5 km Länge, ist folgendes Profil aufgeschlossen (vgl. Profilskizze Fig. 4).

Unter einer dünnen Decke ( $\frac{1}{2}$ —1 m) lehmigen Sandes und Feinsandes, der stellenweise lößähnliches Aussehen hat, liegen 2—4 m mächtige nordische Sande und Kiese mit z. T. großen Geschiebeblöcken. Stellenweise ist der kiesige Sand lehmstreifig, rostfarben und macht dann den Eindruck verwaschener Grundmoräne.

Unter diesen war in der ganzen Erstreckung wenig über der Sohle des Kanals eine dünne 5—20 cm, seltener 30—40 cm mächtige Schicht eines sandigen Torfes angeschnitten, deren Flora nach freundlicher Bestimmung von Herrn STOLLER zahlreiche Formen enthält, die ein durchaus gemäßigtes bis warmgemäßigtes Klima verlangen und heute zum Teil in südlicheren Zonen heimisch sind: Es fanden sich darin mehrfach 20—50 cm Durchmesser erreichende Baumstümpfe. Die Flora<sup>1)</sup> enthält nach STOLLER als häufigste und wichtigste Elemente folgende Formen:

<i>Alisma Plantago</i> L.	<i>Potamogeton trichoides</i> CHAM.
<i>Carpinus Betulus</i> L.	- sp.
<i>Quercus</i> (cf. <i>pedunculata</i>	- <i>tenuis</i> L.
<i>sive sessiflora</i> )	<i>Empetrum nigrum</i>
<i>Abies pectinata</i> J. C.	<i>Scirpus</i> sp.
<i>Picea excelsa</i> LK.	<i>Carex</i> sp.
<i>Acer</i> cf. <i>campestre</i>	<i>Ranunculus</i> sp.

Die Zusammensetzung der Flora ist zwar derart, daß Formen aus verschiedenen Lebensbezirken (Sumpf-, Laub- und Nadelwald) auf eine allochthone Entstehung des Torfflözes nach STOLLER schließen lassen. Andererseits sprechen jedoch das Vorhandensein der großen, verhältnismäßig wenig mazerierten Baumstümpfe, die weite regionale Ausdehnung des Torfflözes, sowie endlich vielfach zu beobachtende Verwitterungserscheinungen im Liegenden des Torflagers dafür, daß es sich um einen interglazialen, wenn auch zusammengeschwemmten Torfhorizont handeln muß.

<sup>1)</sup> Probe von Station 35, 17 der Strecke Seelze.

Darunter folgten Leineschotter, die reichlicher Feuersteine führten, als die älteren Weserschotter bei Minden.

Von besonderer Wichtigkeit ist hier das Auftreten des Interglazialhorizontes zwischen den hangenden geschiebeführenden Sanden und den liegenden Flußschottern. Gehören die Flußschotter der Mittleren Terrasse an, so würde alsdann sich ohne weiteres ergeben, daß das Interglazial der letzten Zwischeneiszeit entspricht und die es bedeckenden Sande der dritten Eiszeit zugerechnet werden müssen. Einen sicheren Beweis dafür, daß die Leineschotter der Mittleren Terrasse angehören, haben wir leider auch hier nicht erbringen können. Manches spricht für eine solche Annahme. Sie scheinen sich bei Harenberg auf Geschiebelehm aufzulagern, der seiner ganzen Position nach dann nur der Grundmoräne der Hauptvereisung entsprechen könnte. Eine Entscheidung über diese Frage dürften vielleicht die weiteren Aufschlüsse am Kanal bei Hannover noch bringen. Hier legen sich an der Limmer-schleuse ebenfalls Terrassenkiese auf Geschiebelehm der Hauptvereisung auf. Es bleibt jedoch noch zu untersuchen, ob nicht die Leineschotter hier schon der Niederterrasse angehören. Jedenfalls fehlen hier das Interglazial auf den Schottern und die sie bei Seelze überlagernden Geschiebesande.

Sollte es sich herausstellen, daß die Leineschotter im Liegenden des Profils bei Seelze der Oberen Terrasse angehören, so bliebe für die Torfschichten Raum in der 1. Interglazialzeit, und die geschiebeführenden Sande im Hangenden würden der mittleren Vereisung zugerechnet werden müssen.

Ein vorzügliches Profil durch die alluvialen Ablagerungen der Leine lieferte der Kanaldurchstich der Leine bei Limmer. Es waren hier zu unterst Kiese aufgeschlossen, in denen sich neben zahlreichen Knochen von Säugetieren mehrere Exemplare eines großen, dickschaligen *Unio* fanden, die nach freundlicher Bestimmung von Herrn H. MENZEL dem *Unio sinuatus* angehören, einer Form, die heute in südlicheren Ländern Europas heimisch ist. Die Reste scheinen somit darauf hinzudeuten, daß bei uns im Altalluvium ein milderes Klima geherrscht hat, als zur Jetztzeit; eine Vermutung, die bekanntlich schon wiederholt auf Grund anderweitiger Beobachtungen ausgesprochen wurde.

Auf die Kiese mit *Unio sinuatus* legen sich dann jüngere Kiese und Schlickmassen mit den noch heute lebenden Formen von Anodonten und Unionen.

**B) Westlicher Abschnitt von Bevergern bis Osterhahlen.**  
(Untersucht von A. MESTWERDT.)

1. Der Durchstich des Teutoburger Waldes  
bei Bevergern.

Ein Sperrtor liegt am Zugang des Ems-Weser-Kanals zum Dortmund-Ems-Kanal, der das Münstersche Tiefland in seiner ganzen Breite durchschneidet und sich bei Riesenbeck dem Nordwestende des Teutoburger Waldes nähert. Bei diesem Orte wurde die Obere Kreide durchschnitten, die hier weit mehr mürbe, mergelige Gesteine enthält als etwa bei Tecklenburg und Lengerich und daher eine nur wenig bemerkenswerte Erhebung im Gelände bildet, die man wohl geologisch, kaum aber noch morphologisch zum Teutoburger Wald zu rechnen geneigt ist. Zwischen Riesenbeck und Bevergern erhebt sich der Rücken der Oberen Kreide nur 10 m über das Alluvium der Bevergerner Aa, wird dann bei der Haltestelle Rodde von der Osnabrücker Bahn in einem wenige hundert Meter langen Einschnitt durchquert und wendet sich nun in einem südwestlichen Bogen auf Rheine zu, wo das Cenoman den Stadtberg und jenseits der Ems den über 80 m hohen Thieberg bildet.

Der Huckberg bei Bevergern ist das Nordwestende des Teutoburger Waldes und wird von dem Bergeshöveder Berg durch ein tiefes Quertal getrennt, das benutzt worden ist, um hier den Ems-Weser-Kanal von dem Dortmund-Ems-Kanal abzuzweigen. Die eben genannten Höhen bestehen aus dem Sandstein der Unteren Kreide, hier der einzigen gebirgsbildenden Formationsstufe. Zwischen ihnen und dem Riesenbeck-Bevergerner Cenomanzuge liegt eine mehrere hundert Meter breite Talfläche, deren Untergrund aus den weichen Tonmergeln des Cenomans und des Oberen Albien (Flammenmergel) besteht.

In dem Kanalbett auf der Ostseite des Huckberges fand ich nun nördlich der neuen Brücke im Zuge der Hörstel-Riesenbecker Straße dunkelgraue, ziemlich mürbe ton-, kalk- und sandhaltige Gesteine in beträchtlicher Mächtigkeit aufgeschlossen, die eine Reihe von Formen der marinen Unteren Kreide geliefert haben. Sind es auch meist nur weniger günstig erhaltene, grobrippige Bruchstücke von Crioceren und Ancyloceren, bei denen man sich aus Mangel an ausreichendem Vergleichsmaterial die Artbestimmung versagen muß, so lassen doch ein leidlich gut erhaltenes Hufeisen eines *Ancyloceras Urbani* NEUM. u. UHL. und eine der Gruppe

des *Hoplites Weissi* NEUM. u. UHL. nahestehende Form keinen Zweifel darüber bestehen, daß wir es hier mit Schichten des Aptien zu tun haben. Die erstere Form, von der noch mehrere Bruchstücke vorliegen, scheint hier besonders häufig zu sein. Nach einer von STILLE<sup>1)</sup> zusammengestellten Übersicht über die im Teutoburger Waldsandstein nachgewiesenen Zonen ist Aptien darin bislang von Neuenheerse, von den Externsteinen bei Horn (Holzhausener Steinbruch) und vom Sennberg bei Bielefeld durch Funde des *Hoplites Weissi* NEUM. u. UHL. und des *Hopl. Deshayesi* LEYM. bekannt geworden, zu denen nun der Kanaleinschnitt am Huckberg als neuer Fundort hinzukommt.

Aus diesem Vorkommen lassen sich einige weitere Schlußfolgerungen ableiten. Das Gestein, in dem sich übrigens vereinzelt auch kleine Quarzgerölle finden, ist so mürbe, daß es sich über Tage nicht im Gelände abhebt; immerhin bedingt es unter der quartären Deckschicht eine geringe Anschwellung, und zieht sich weiterhin am Nordfuß des Huckberges entlang, dessen Kamm von harten Werksandsteinen, wohl des Unteren Albien, gebildet werden. Diese gleichen petrographisch, zumal auch mit ihren konglomeratischen Lagen, durchaus dem Osningsandstein, wie er weiter südöstlich vom Teutoburger Walde bekannt ist. Nun umfaßt bekanntlich der Osningsandstein als eine geschlossene Folge von Sandsteinen die Schichten vom Valanginien bis zum Unteren Albien. Wie sich der Teutoburger Wald aber seinem nordwestlichen Ende nähert, zerteilt sich der Osningsandstein in zwei oder gar drei parallele Kämme, die durch Längstäler mit mürberen Schichten von offenbar größerem Tongehalt voneinander getrennt sind. Die tonigen Zwischenschichten nehmen nun in westlicher Richtung immer mehr an Mächtigkeit zu, so daß wir im Bevergerner Querprofil nur den Sandsteinrücken des Huckbergs, der, wie erwähnt, höchstwahrscheinlich dem Unteren Albien angehört, und eine zweite ganz unbedeutende Erhebung nahe dem Bahnhof Hörstel haben, die wohl dem Unteren Neocom (? Hauterivien) zuzurechnen ist. Mit dem Westende des Huckberges verschwindet dann auch im Unteren Albien die Werksandsteinfacies, denn bei Rheine hat sie G. MÜLLER<sup>2)</sup> nicht mehr beobachtet. Hier besteht vielmehr das ganze Profil der marinen Unteren Kreide aus Tonen und Mergeln, die in geringen

<sup>1)</sup> H. STILLE: Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens. Diese Zeitschr., Bd. 61, 1909, Monatsber. Nr. 1, S. 26.

<sup>2)</sup> G. MÜLLER: Die Untere Kreide im Emsbett nördlich Rheine. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1895, S. 60—71.

sandigen Beimengungen kaum noch an die Sandfacies vom Teutoburger Walde erinnern. Noch weiter westlich hat HARBORT<sup>1)</sup> die Untere Kreide bei Bentheim eingehend gegliedert und dabei zwei verschiedene Sandsteinhorizonte nachgewiesen, von denen er den Bentheimer und Isterberger Sandstein dem oberen Teil des Unteren Valanginien und den Gildehäuser Sandstein dem Unteren Hauterivien einordnete. Daß aber der Bentheimer Sandstein nichts weiter ist als ein lokales Wiederauftreten der sandigen Facies, darauf hat schon G. MÜLLER<sup>2)</sup> mit den Worten hingewiesen: „Nach Osten hin bei Salzbergen hat sich der unterneocene Bentheimer Sandstein vollkommen ausgekeilt.“ Wir haben somit einen Wechsel toniger und sandiger Facies am Nordwestende des Teutoburger Waldes und in dem Gebiete nahe der holländischen Grenze, wie ihn in größerem Rahmen schon STILLE<sup>3)</sup> für die Randgebiete der westfälischen Kreidemulde und den Hils zusammengestellt hat, und wie er für unser engeres Gebiet in der Übersicht auf S. 179 erscheint.

Wir kommen damit aber zu dem Schlusse, daß das Nordwestende des Teutoburger Waldes nicht so sehr durch die alle Gebirgsschichten unter sich begrabende Diluvialbedeckung und auch nicht so sehr durch die tektonischen Vorgänge, die mit der Umbiegung der Schichten in eine südwestliche Streichungsrichtung zusammenhängen, sondern in erster Linie dadurch bedingt wird, daß die widerstandsfähigen und daher gebirgsbildenden Gesteinsschichten aus der Unteren Kreide verschwinden.

## 2. Vom Teutoburger Walde bis Bramsche.

Nördlich vom Teutoburger Walde und von der Ibbenbürener Bergplatte liegen ausgedehnte diluviale Sandmassen meist von solcher Mächtigkeit, daß nur unter günstigen örtlichen Bedingungen im Kanalbett oder in den längs der Kanalstrecke stehenden Bohrungen noch ältere Diluvialschichten angetroffen werden. Das vollständigste Profil bietet die Bohrung I in der Gravenhorster Schlucht, in der Geschiebemergel bis dicht unter die Oberfläche emporragt:

---

<sup>1)</sup> HARBORT, Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheimer-Isterberger Sattels. v. KOENEN-Festschrift, Stuttgart 1907, S. 471 ff.

<sup>2)</sup> G. MÜLLER: Die Lagerungsverhältnisse der Unteren Kreide westlich der Ems und die Transgression des Wealden. Jahrb. Kgl. Preuß. Landesanst. f. 1903, S. 190.

<sup>3)</sup> a. a., S. 22.



Der Facieswechsel in der marinen Unteren Kreide am Nordwestende des Teutoburger Waldes  
und weiter westlich:

	Bentheim (nach HARBORT)	Rheine (nach G. MÜLLER)	Bevergern (MESTWERDT)
Unteres Albien		Tone mit <i>Hoplites tardifurcatus</i> und <i>Acanthoceras Mulleti</i>	Werksandsteine vom Huckberg
Aptien	Mürbe Schichten (Tone?)	Mürbe Schichten	Mürbe tonig-kalkige und sandige Gesteine mit <i>Ancylloceras</i> <i>Urbanii</i> und <i>Hoplites cf. Weissi</i>
Barrémien	Tone	Tone	Mürbe Schichten
Oberes Hauterivien	Tone mit <i>Crioceras capricornu</i>	Mürbe Schichten	
Unteres Hauterivien	Gildehäusersandstein	Graue sandige Mergel mit Toneisensteinlagen an der Basis und mit <i>Hoplites amblygonius</i>	? Sandstein beim Bahnhof Hörstel
Oberes Valanginien	Tone	Tone	
Unteres Valanginien { ob. Abteil.	Bentheimer Sandstein	Graue Mergel und Toneisenstein- nieren mit <i>Ox. heteropleurum</i>	Mürbe Schichten
Valanginien { unt. Abteil.	Tone mit <i>Oxyptoceras heteropleurum</i>		

0,0	0,75 m	gelber, etwas toniger Sand	= ds2 — das
—1,40	-	kalkhaltiger Lehm	} dm
—4,00	-	stark eisenschüssiger, sandiger Lehm	
—6,50	-	gelber, eisenschüssiger, ton- haltiger Sand	= ds1.

Wir haben es hier mithin mit zwei verschiedenen Sandlagern ds1 und ds2 zu tun, die durch einen Geschiebemergel dm von einander getrennt sind. TIETZE<sup>1)</sup> hat neuerdings die allgemein gehegte Anschauung, daß der Geschiebemergel dieses Gebietes der vorletzten Eiszeit angehört, näher begründet. Seine Mächtigkeit beträgt nur wenige Meter, und erreicht nur dort, wo er sich unter Ausfall der liegenden Sande an das Gebirge anlehnt, stellenweise größere Beträge. Hier nimmt die Grundmoräne denn auch wohl den Charakter einer Lokalfacies an, indem der Schutt einheimischer und im allgemeinen kleinerer Gesteinsbrocken die nordischen Beimengungen übertrifft. Am Teutoburger Walde, der hier ja nur noch aus dem Sandstein der Unteren Kreide besteht, wird die Lokalfacies durch eben diese Sandsteingeschiebe hervorgerufen, wie dies auch schon G. MÜLLER<sup>2)</sup> von einem Aufschluß des Dortmund-Ems-Kanales bei Riesenbeck auf der Südseite jenes Höhenzuges beschrieben hat. Eine gleichartige Bildung sah ich 2—300 m nördlich der neuen Brücke im Zuge der Hörstel-Riesenbecker Chaussee. Der Grundmoräne, die hier unmittelbar auf den Schichten der Unteren Kreide ruht, fehlen größere Geschiebe; Sandsteinbrocken und nordische Gesteine mischen sich regel- und schichtungslos, und ebenso, wie dies G. MÜLLER von Riesebeck erwähnt, erscheint „der Tongehalt ausgewaschen, so daß nur noch ein geschiebereicher, gelber, grandiger Sand zurückgeblieben ist“. Bedeckt wird diese Aufschüttung von jüngeren Sanden, von deren Beschaffenheit noch zu sprechen sein wird.

Die geringe Mächtigkeit des Geschiebemergels ist im allgemeinen keine ursprüngliche, sie ist vielmehr durch spätere Abtragung bedingt, die stellenweise so weit gegangen sein kann, daß die Oberen Sande unmittelbar auf den Unteren liegen.

Was zunächst die Unteren Sande ds1 betrifft, die als Vorschüttungssande der vorletzten Vereisung angesehen werden

<sup>1)</sup> O. TIETZE: Zur Geologie des mittleren Emsgebietes. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1912, II, S. 144.

<sup>2)</sup> G. MÜLLER: Das Diluvium im Bereich des Kanals von Dortmund nach den Emshäfen. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1895, S. 49.

können, so habe ich sie bislang in der Kanalsohle des Bezirks Recke nirgends beobachtet, wohl aber sind sie in Bohrungen und in Aufschlüssen der Nachbarschaft nachgewiesen. TIETZE erwähnt sie vom Rande der Ibbenbürener Bergplatte und sagt von ihrem Vorkommen im mittleren Emsgebiet, daß man sie an ihrem Gehalt an einheimischen Gesteinen leicht erkennen könne<sup>1)</sup>. Es ist dies ein Merkmal, das ich auch aus andern westfälischen Gebieten und besonders im Fürstentum Lippe an ihnen kenne. Die Schmelzwässer des heranrückenden Eises haben die von den einheimischen Flüssen mitgeführten Schottermassen aufgenommen und mit dem von ihnen selbst mitgebrachten nordischen Material vereint abgelagert.

Zu solchen Vorschüttungssanden möchte ich auch die Bildungen rechnen, die am Ostfuß des Huckberges bei Verlegung der Hörstel-Riesenbecker Straße anlässlich des Baues der neuen Brücke in einer etwa 10 m hohen Böschung freigelegt waren. Die untere Hälfte des Aufschlusses bestand aus Sanden, die bis an den Sandstein der Unteren Kreide, aus dem der Huckberg besteht, hinanreichen. Aber die Sande sind nicht rein nordisch, manche Lagen bestehen vielmehr aus aufgearbeitetem Kreidesandstein, der in Form von Abhangschutt am Berge gelegen haben und von den Schmelzwässern umgelagert sein mag. Feine Kiesstreifen mit nordischem Material durchziehen das Sandlager. In diesem finden sich nun aber außerdem hier und da regellos verteilt Sandsteinblöcke der Unteren Kreide des Huckberges von mehr als Kopfgröße. Sie liegen durchaus nicht immer mit ihrer Breitseite nach unten, sondern oft hochkant gestellt; manche von ihnen sind stark verwittert. Ihr Auftreten in diesem Sand, der im übrigen völlig frei von gedrifteten gröberen nordischen Geschieben ist, läßt sich wohl so erklären, daß sie während des Absatzes der Vorschüttungssande als Gehängeschutt von der Höhe des Berges herunterrollten.

Nördlich vom Teutoburger Walde schneidet der Kanal in ein ausgedehntes Sandgebiet ein, das auf der Nordseite des Gebirges sich bis über Ibbenbüren hinaus fortsetzt, den größten Teil von Blatt Hopsten umfaßt und über Blatt Mettingen hinaus bis in die Gegend von Bramsche zu verfolgen ist<sup>2)</sup>. Die hier ausgebreiteten Sandmassen sind jünger als die Grundmoräne der vorletzten Vereisung. Sie sind aber, wie

---

<sup>1)</sup> TIETZE: a. a. O., S. 142.

<sup>2)</sup> Vgl. TIETZES Übersichtskarte des mittleren Emsgebietes a. a. O., Taf. 10.

das auch schon TIETZE ausgeführt hat, nur zum Teil als Obere Sande (ds 2), d. h. als Schmelzwasserabsätze aus der Abschmelzperiode jener Eiszeit zu deuten; ihrer Hauptmasse nach sind es Talsande (das), die in breiten Stromtälern, als das Eis schon weiter nördlich lag, abgelagert wurden. Die Auflagerung der Talsande auf den Oberen Sanden war in einer Brunnenausschachtung bei den neuen Klärteichen auf der Ostseite des Kanals an der Grenze der Blätter Bevergern und Hopsten zu sehen. Das Profil war

0— 9 m feiner Sand = das  
—12 - kiesiger Sand = ds 2.

Daß es sich hierbei tatsächlich um Obere Sande handelt, möchte ich daraus entnehmen, daß das kiesige Material dieser Sande ihrer Natur als Nachschüttungssanden entsprechend hauptsächlich aus nordischen Gesteinen besteht, während die Unteren Sande, wie wir sahen, viel einheimische Brocken führen.

Die Talsande sind durchweg von gleichmäßig feinem Korn und von lichtbräunlicher bis grauer Farbe. Es sind sehr reine Quarzsande, die wegen ihrer Feinheit in feuchtem Zustande wie plastisch erscheinen und daher in den Bohrregistern meist als tonige oder lehmige Sande bezeichnet sind. Unterhalb des Grundwasserspiegels bilden sie oft die bei der Ausschachtung des Kanalbettes so gefürchteten Schwimmsande. Größerer Tongehalt zeigt sich erst in den tieferen Teilen des Profils, wie auch TIETZE schon beobachtet hat. Eine Schichtung gibt sich in den Sanden nur selten zu erkennen und wird manchmal durch eine der Tagesoberfläche parallel verlaufende Anreicherung von Brauneisen vorgetäuscht. Ortsteinbildung zeigen die Sande nur stellenweise, häufig dagegen eine humose Bedeckung, die zu Torfbildungen von 1 m Mächtigkeit und mehr führen kann. Andere Torflager finden sich als Einlagerungen in den Talsanden, und nach TIETZE<sup>1)</sup> sind sie im mittleren Emsgebiet über das ganze Vertikalprofil der Talsande verteilt, woraus er mit Recht schließt, daß während der Talsandaufschüttung „die klimatischen Bedingungen andauernd derart gewesen sein müssen, daß sich Niedertorfe bilden konnten“.

Solche Talsande, die man oft zu dünenartigen Erhebungen zusammengeweht sieht, sind es, in die der Kanal im Bezirk Recke einschneidet, ohne daß auf lange Strecken irgendeine

---

<sup>1)</sup> a. a. O., S. 164.

andere Diluvialstufe angetroffen wird. Allenfalls zeigt sich in der Kanalsohle einmal Geschiebelehm, der in seinen obersten Teilen sehr verwaschen ist. In Station 60—67 ist der Kanal dicht am Nordwestfuß der Ibbenbürener Bergplatte vorbeigeführt, aber auch hier liegen die Gebirgsschichten schon tief unter der Bettmitte. Die mürben Gesteine des Zechsteins und der untersten Trias, die man hier zu erwarten hat, konnten der präglazialen Ausräumung keinen Widerstand leisten. Da sie außerdem leichtlösliche Massen, zumal Gipse, umschließen, deren Auslaugung, wie die Hopster Erdfälle<sup>1)</sup> zeigen, bis in die Gegenwart fort dauern, so werden sie in ein noch tieferes Niveau verlagert, als ihnen schon durch die Gebirgsbildung angewiesen ist.

Östlich von Recke zeigt sich zwischen den Stationen 40 und 70 fast überall Geschiebelehm und -mergel am Grunde der Aufschlüsse, er verschwindet aber an der Grenze des Vinter Moores in die Tiefe, während der Talsand an Mächtigkeit zunimmt. Der Hochmoortorf des Vinter Moores wird längs der Kanalspur höchstens etwas über 1 m stark.

Östlich der etwa 3 km breiten Moorfläche kommen wir in das Gebiet der Piesbergachse<sup>2)</sup>, die hier durch die im ganzen sattelförmige Heraushebung des Buntsandsteins am Roten Berge und die Überlagerung von Muschelkalk auf dessen Ostseite einerseits und am Schachsel andererseits kenntlich wird. Der Sattelnukern ist vom Kanal nicht angefahren worden, erst weiter nördlich in der Bauernschaft Vinte und bei Neuenkirchen ragen jene Triasschichten wieder aus dem Diluvium heraus. Wohl aber sind Gebirgsschichten auf dem Westflügel im nordwestlichen Fortstreichen des Schachsel angeschnitten, und zwar sind es neben mürben Letten härtere gelbe Dolomite und dunkelrote Sandsteine, die ich zum Unteren Kohlenkeuper, und zwar zu dessen Zone des Hauptdolomits und des Anoplophorensandsteins, rechne. Der Hauptdolomit bildet in diluvialfreien Gebieten fast überall eine Erhebung im Gelände, und so ragt er auch hier in dem präglazialen Untergrunde als Kuppe empor. Der Kohlenkeuper bildet hier tektonisch betrachtet anscheinend eine Abbruchsstaffel auf dem Westflügel der Piesbergachse; er fällt nach dieser hin ein. Die Kuppe

<sup>1)</sup> Vgl. O. TRETZE: Der Erdfall vom 14. April 1913 in der Gemeinde Hopsten (Kreis Tecklenburg). Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, I, S. 648. — Th. WEGNER: Geologie Westfalens. Paderborn 1913, S. 232.

<sup>2)</sup> vgl. E. HAARMANN: Tektonische Karte des Piesbergs und seiner Umgebung. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, I, Tafel 1.

wird von Geschiebemergel umkleidet, der hier stellenweise bis an die Tagesoberfläche reicht und an den sich dann der Talsand anlagert.

### 3. Der Osnabrücker Zweigkanal.

Bei Bramsche mündet in die Hauptstrecke der Osnabrücker Zweigkanal, der auf der rechten Seite der Hase eine Reihe wertvoller Aufschlüsse geschaffen hat. Bei Halen und nahe bei Osnabrück war je eine Schleusenanlage notwendig, da die Talaue der Hase auf dieser etwa 16 km langen Strecke um rund 10 m steigt. Nordwestlich vom Pyer Ding sind Aufschlüsse im Buntsandstein zu erwarten. Bei meinem letzten Besuche war indessen das Anstehende selbst noch nicht sichtbar, wohl aber zeigte die Grundmoräne darüber durch Aufnahme von Buntsandsteinmaterial eine rote Farbe. Wir haben hier eben, wie so oft im Gebirgslande, eine Lokalfacies des Geschiebemergels vor uns. An einer anderen Stelle etwas weiter nördlich steht der Buntsandstein selbst in der Kanalsohle an<sup>1)</sup>. Bei der Einmündung des Zweigkanals in die Hauptstrecke ist dann ein umfangreiches Weißjuraprofil freigelegt, auf das ich an anderer Stelle zurückkommen werde.

### 4. Von Bramsche bis Osterhahlen.

Östlich von Bramsche in der Richtung auf Osterkappeln zeigt der Ems-Weser-Kanal im ganzen nur wenig bemerkenswerte Aufschlüsse. Zuoberst liegt meist ein feiner kiesfreier Talsand, der stellenweise zu dünenartigen Erhebungen zusammengeweht ist. Tiefere Diluvialschichten sind vielfach aufgeschlossen. So sah ich zwischen Langelage und Felsen auf Meßtischblatt Osterkappeln, 400 m nordwestlich von Schlüersburg, gelegentlich eine etwa 8 m tiefe Ausschachtung, die ganz in feinen bis mittelkörnigen und gröberen Sanden liegt, die neben häufiger Kreuzschichtung eingeschaltete Kiesbänke zeigen. Die vorwiegend nordischen Gerölle hierin sind meist klein bis walnußgroß und erreichen nur selten Faustgröße. Stellenweise treten in dem Sandlager unregelmäßige, etwa 1 cm dicke tonige Bänder auf, die sich nesterförmig hier und da verstärken.

Wenige hundert Meter weiter nördlich kommt der Geschiebemergel im sogenannten Felsener Moor unter jenen Sanden bis dicht an die Tagesoberfläche, und in der Venner Strecke

---

<sup>1)</sup> In unserer Übersichtskarte bezeichnen die Nummern 4 und 5 die genannten beiden Buntsandsteinvorkommen, doch ist die Zahl 5 dicht an 4 zu rücken.

sind an einer Stelle auch noch Gebirgsschichten angefahren, und zwar sind es Sandsteine und Schiefertone, die wohl mit Sicherheit als zum Wealden gehörig betrachtet werden können.

In der Gegend von Wittlage überlagert den Geschiebemergel vielfach ein außerordentlich feinsandiger Lehm in wechselnder Mächtigkeit. Er ist, soweit ich feststellen konnte, kalkfrei, gleicht aber dem Löß oder richtiger dem Lößlehm, wie ich ihn aus Nachbargebieten kenne, so vollkommen, daß ich keine Bedenken habe, diesen feinsandigen Lehm als Lößlehm zu bezeichnen und ihm damit auch dieselbe stratigraphische

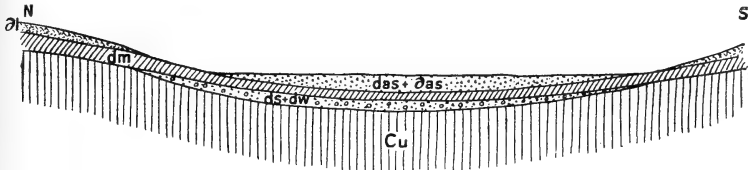


Fig. 5.

Profil nördlich von Lübbecke.

- dl Lößlehm der letzten Eiszeit.
- das + ds Talsande der vorletzten und letzten Eiszeit.
- dm Grundmoräne der vorletzten Eiszeit.
- ds + dw Diluviale Sande mit Weserschottern.
- cu Untere Kreide (Wealden).

Stellung, nämlich die einer Bildung der jüngsten Eiszeit, einzuräumen. Weiter östlich in der Gegend von Lübbecke nimmt dieser Lößlehm an Mächtigkeit und horizontaler Ausdehnung zu.

Nördlich von Lübbecke folgt der Kanal dem Lauf der Flöthe und des Stangenbaches. Die alluvialen Ablagerungen bestehen aus humosen Bildungen, die nach unten in Talsande übergehen. Diese liegen streckenweise auf der Grundmoräne der vorletzten Vereisung (vgl. Textfigur 5), sie mögen daher Talsande dieser wie auch der jüngsten Eiszeit und in ihrem obersten Teile noch alluvial umgelagert sein. Die Grundmoräne liegt in der Niederung der Flöthe tiefer als auf den Uferhängen, beispielsweise nach Gestrigen und Isenstedt zu, ihre untere Begrenzungsfläche folgt also, von kleineren örtlichen Einsenkungen abgesehen, in ihrer Form der vorglazialen Tal-ausräumung der Unteren Kreide, wie auch unsere Textfigur zeigt, die nach einer Reihe von Einzelbeobachtungen die Lagerungsverhältnisse ebenso wie die Textfigur 6 schematisiert wiedergibt. Die Grundmoräne schwankt in ihrer Mächtigkeit entsprechend dem verschiedenen Grade der Zerstörung, der

sie bei der Bildung der Talsande ausgesetzt war. Zwischen Geschiebemergel und Untere Kreide schieben sich noch diluviale Sande ein, deren Kiesführung von besonderem Interesse ist. In einem Aufschluß bei Renkhausen, unfern Lübbecke, waren jene Sande unter dem Geschiebemergel angeschnitten und zeigten als kiesige Einlagerungen Weserschotter, hauptsächlich Buntsandsteingerölle, die wir weiter östlich in der Gegend von Minden als reine Flußschotter im Liegenden der dortigen Grundmoränenreste auftreten sehen. Wir haben hier bei Lübbecke demnach eine Vermengung glazialer Sande mit dem Schottermaterial der einheimischen Flußläufe, und zwar der Weser, die nach GRUPE nördlich der Porta von dem heranrückenden Eise längs der Nordseite des Wiehengebirges nach Westen hin abgedrängt wurde. Renkhausen, der eben genannte Fundort jener mit Glazialsanden vermischten Weserschotter, liegt etwa 14 km von dem heutigen Weserlaufe entfernt.

In Ergänzung des in Fig. 5 dargestellten Profils sei hier noch erwähnt, daß im Gebiete des Meßtischblattes Levern bei Brockhausen und Rabber die Talsande von dunklen, zähen Tonen überlagert werden, die beim Kanalbau, mit einer Sandpackung versehen, zu Dichtungszwecken verwandt wurden. Die Tone mögen ein jungdiluviales oder altalluviales Alter haben. Zu dem gleichen Zwecke wie diese Tone wurden übrigens auch Schiefertone des Wealden verwandt, die in Isenstedt aufgeschlossen sind.

Das Profil der Diluvialschichten, wie es uns die Textfigur 5 zeigt, wird durch Aufschlüsse im Bereiche des Blattes Hartum, das die östlich von Lübbecke nach Minden zu belegene Gegend darstellt, bestätigt und in einigen wichtigen Punkten ergänzt. In der Figur 6 habe ich diese Verhältnisse, wie ich sie aus mehreren Beobachtungen teils vom Kanal selbst, teils von den nördlich und südlich von ihm gelegenen Gebieten kennen gelernt habe, dargestellt. Der Gebirgsuntergrund wird wieder von dunklen Schiefertonen der Unteren Kreide gebildet, die im ganzen genommen nördlich schwach einfallen. Ihre Oberkante zeigt eine Talausfurchung, die in ihrer Richtung etwa der alluvialen Talfläche folgt, in ihrer Breite diese aber übertrifft. Die älteste Erosion war vorglazial, was wir daran erkennen, daß die ältesten Glazialschichten die tiefsten Teile jener Erosionsrinne ausfüllen. Es sind dies, wie wir das auch schon bei Lübbecke sahen, glaziale, mit Weserkies vermischte Sande. Die Oberkante dieser aquatischen Aufschüttungen zeigt sich uns heute nur selten noch als horizontale Fläche, denn die jüngeren Diluvialschichten finden wir oft in Höhen-



lagen, die niedriger sind als die höchsten Fundpunkte jener Sande. An ihrer Abtragung hat zuerst die nächstjüngere Vereisung mitgearbeitet, sei es nun, daß deren Schmelzwässer sie bis zu einem gewissen Grade erodierten, oder sei es, daß das Inlandeis selbst in sie hineinfurchte. Daß letzteres tatsächlich stattgefunden hat, bewies mir ein Aufschluß bei Hartum, wo die Grundmoräne mit den Weserschottern, über die das Eis hinweggeschritten, beladen war. An der Zerstörung jener ältesten Sande haben dann weiterhin Vorgänge mitgewirkt, die

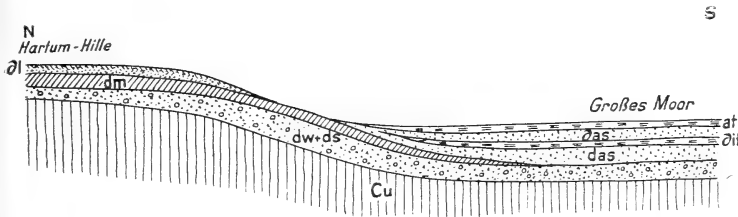


Fig. 6.

Profil südlich von Hartum-Hille.

- |         |  |
|---------|--|
| at      | Alluvialer Hochmoortorf.                 |
| dl      | Lößlehm                                  |
| das     | Talsand                                  |
| dit     | Torflager der jüngeren Interglazialzeit. |
| ds      | Talsand                                  |
| dm      | Grundmoräne                              |
| dw + ds | Weserschotter und diluviale Sande.       |
| cu      | Untere Kreide.                           |

sich vor Ablagerung des Lösses abspielten, und die bewirkt haben, daß der Löß sich diskordant über alle älteren Diluvialbildungen und über den unter ihm freigelegten Gebirgsuntergrund ausbreitet. Herr HARBORT hat die Lagerungsformen des Lösses in dem von ihm begangenen Kanalabschnitt eingehend untersucht und oben beschrieben. Kommen wir nun endlich zu den jüngeren Talbildungen — jüngeren im Gegensatz zu der ältesten Talausfüllung des vorglazial erodierten Gebirgsuntergrundes —, die wir unter dem ausgedehnten alluvialen Hochmoortorf südlich von Hille und Hartum finden, so treffen wir hier auf Talsande, die sich teils auf Grundmoräne, teils auf die noch älteren Sande auflegen. Die Talsande gewinnen durch ein ihnen eingeschaltetes Torflager an Interesse. Darin fanden sich bei Hille Zähne von *Elephas primigenius*, die sein interglaziales Alter beweisen. Mithin haben wir Grund, anzunehmen, daß die Talsande unter dem interglazialen Torflager der ihm vorangehenden Vereisung, die höheren aber einer jüngeren Eiszeit entsprechen.

### C. Schlußbetrachtungen.

Über die meist nur in der Kanalsohle angeschnittenen tieferen Gebirgsschichten ist hier wenig zu sagen. Auf der Strecke von Hannover bis Bramsche folgt der Kanal dem südost-nordwestlichen Streichen des Wesergebirges, es werden hier vorwiegend nur Schichten der Unteren Kreide (Wealden bis Gault) und oberen Kreide, ganz untergeordnet auch kleinere Schollen von Buntsandstein und Jura (Brauner und Weißer Jura bei Limmer) angetroffen. Das Westende des Kanals von Bramsche bis Bevergern und der Zweigkanal nach Osnabrück liegen quer zum Streichen des Gebirges: hier finden wir, wenn auch nur an vereinzeltten Punkten mesozoische Schichten von ganz verschiedenem Alter, nämlich Buntsandstein, Keuper, Jura und am Teutoburger Walde auch marine Untere Kreide (Aptien).

Wichtiger sind die Aufschlüsse des Mittellandkanals für unsere Kenntnis von der Entwicklung des Diluviums. In den festen Gebirgsuntergrund sind in vorglazialer Zeit Talrinnen eingeschnitten, die von unseren ältesten Diluvialablagerungen größtenteils wieder ausgefüllt wurden. Es sind dies Sande, die von den Schmelzwässern einer Inlandeisbedeckung herzutragen wurden und die sich mit den Schottern der einheimischen Gewässer mischten. In der Wesergegend gewinnen die heimischen Schotter so sehr die Oberhand, daß es langen Suchens bedarf, um als vielleicht einzige nordische Bestandteile wohl mal Feuersteine zu finden, deren zweifellos nordischer Ursprung auch noch dahinsteht. Wichtig ist, daß wir östlich der Weser in dieser Stufe Kiese antreffen, die nur aus dem Flußgebiet der Leine stammen können, so daß wir zu dem Schluß kommen, daß die Wasser der Leine sich in dieser Diluvialperiode bei Minden mit denen der Weser vereinigt haben. Weserschotter wiederum finden wir weit westlich des heutigen Flußlaufes in der Gegend von Lübbecke. Wir schließen uns daher für Leine und Weser der schon von GRUPE für die Weser ausgesprochenen Ansicht an, daß einstmals diese Flüsse vor dem heranrückenden Inlandeise, das ihnen den Weg nach Norden versperrte, am Nordfuß des Wesergebirges entlang nach Westen abgedrängt wurden. Wir fassen somit die Schotter in ihrer Verbreitung als eine glaziale, d. h. durch die Nachbarschaft eines Inlandeises bewirkte Aufschüttung auf: sie bilden eine glaziale Terrasse. Ihre Aufschüttungsform ist keine ursprüngliche, sie ist vielmehr durch mancherlei Abtragungsvorgänge später verändert.

Das führt uns zu der Frage nach dem Alter dieser glazialen Terrasse. Da sie selbst keine entscheidenden Merkmale etwa in Form zuverlässig bestimmbarer Muschelschalen geliefert hat, sind wir zur Beantwortung der Altersfrage an die hangenden Schichten gehalten. Dies sind einesteils besonders im Westen eine geschlossene Grundmoränendecke oder wie bei Minden nur Reste einer solchen, andernteils, und zwar in der Gegend von Wunstorf-Hannover, ein kilometerweit sich ausdehnendes interglaziales Torflager. Also Bildungen von in diluvialen Sinne ganz entgegengesetztem Charakter, nämlich glaziale und interglaziale Stufen liegen auf jenen ältesten Sanden und Schottern. Nun gilt jene Grundmoräne allgemein als ein Produkt der vorletzten Vereisung, während man von dem Torflager vorläufig nicht sagen kann, ob es der älteren oder jüngeren Interglazialzeit angehört. Richten wir uns lediglich nach der Grundmoräne, so sind die Sande und Schotter entweder räumlich vor demselben, also dem vorletzten Inlandeis, oder aber auch schon zur ältesten Glazialzeit abgelagert, deren Grundmoräne in der älteren Interglazialzeit wieder zerstört wurde. Dann würden die Sande und Schotter der ältesten oder der mittleren Weserterrasse im Sinne von GRUPE entsprechen. Die Höhenlage der Schotter ist bekanntlich nicht entscheidend, da GRUPE nach Aufschüttung seiner älteren Weserterrasse, also in der 1. Interglazialzeit, eine Erosion annimmt, die von Schottern seiner Mittleren Terrasse, denen dadurch eine gleiche Höhenlage ermöglicht ist, wieder größtenteils ausgefüllt wird. Immerhin wird für unsere Schotter nördlich vom Wesergebirge ein dem vorletzten Inlandeis entsprechendes Alter dadurch sehr wahrscheinlich, daß im Gebiet der Werre, die unweit Oeynhausens in die Weser mündet — wie Herr GRUPE nach freundlicher Mitteilung in einer im Erscheinen befindlichen Arbeit näher ausführt —, eine Mittlere Terrasse gut von den höher gelegenen Schottern von Bünde zu trennen ist. Wir würden sonst zu der freilich nicht undenkbaren Annahme einer Ablenkung der Weser einmal nördlich und einmal südlich des Wiehengebirges während derselben, nämlich der ersten Eiszeit, gezwungen sein.

Richten wir uns nun andererseits zur Beantwortung der Altersfrage unserer Sande und Schotter nach dem interglazialen Torflager der Gegend von Seelze, so kommen wir auch hier bei dem Zweifel, ob er ein Torf der älteren oder jüngeren Interglazialzeit ist, zu keiner endgültigen Entscheidung. Ist der Torf eine Bildung des älteren Interglazials, so würden

freilich jene Schotter dem ältesten Glazial entsprechen. Die Grundmoräne des weiter westlich belegenen Gebietes könnte darum unbeschadet der vorletzten Eiszeit angehören. Sieht man aber den Torf als eine Bildung der jüngeren Interglazialzeit an, dann bereitet die Altersdeutung der in seinem Hangenden auftretenden Diluvialschichten Schwierigkeiten. Es sind dies glaziale Sande und darüber diskordant Lößlehm. Da nun der Löß mindestens dem jüngsten Glazial angehören muß, so muß die Diskordanz seiner Basis, die wir nur als das Ergebnis eines lange währenden Abtragungsvorganges ansehen können, auf die jüngere Interglazialzeit hinweisen. Dann aber würden die Sande unter dem Löß der vorletzten Vereisung ihre Entstehung verdanken. Mithin müßte das Torflager unter ihnen unbedingt älteres Interglazial und die darunter liegenden Schotter ältestes Glazial sein. Das ist aber ein Schluß, den wir vorhin, als wir bei Beurteilung der Altersfrage von der Grundmoräne ausgingen, im Hinblick auf die Schotter bei Bünde und die Mittlere Terrasse des Werretales als nicht einwandfrei betrachten mußten.

Es liegt daher die Vermutung nahe, daß wir in unsern ältesten fluviatilen und fluvioglazialen Ablagerungen Produkte zweier Eiszeiten, nämlich der ersten und der vorletzten Vereisung, vor uns haben; doch läßt der jetzige Stand unserer Kenntnis von der Entwicklung des Diluviums in unserm Gebiete eine eindeutige Entscheidung nicht zu.

Zum Schluß sei noch die Erscheinung der schon einleitend erwähnten Fastebene, die sich an der Basis des Lösses in einer Höhenlage von 51—58 m über N N., dem Nordabhange des Weserberglandes, ja des ganzen nordwestdeutschen Mittelgebirges vorlagert, kurz erörtert. Die älteren glazialen Ablagerungen werden im Zuge des Kanales vielfach diskordant überlagert von Löß oder lößähnlichen feinen tonigen, oft geschichteten Sanden. Der Löß legt sich aber ferner diskordant auch direkt den anstehenden mesozoischen Gesteinen auf. Es liegt unter der Lößdecke eine ebene Abtragungsfläche, in welcher nicht nur die älteren Terrassenaufschüttungen, sondern auch die glazialen Ablagerungen und das anstehende mesozoische Gestein flächenhaft abgehobelt erscheinen. Die Einebnung fällt vor die Ablagerung des Lösses. Sind die geschiebeführenden Sande von Seelze usw. jungglazial (Glazial III), so muß sie notwendig in die letzte Eiszeit fallen und könnte als flächenhafte Abtragung der Steppenperiode vor Ablagerung des Lösses gedeutet werden. Gehören aber die Torfe von Seelze dem Interglazial I und damit die geschiebeführenden Sande im Hangenden

in die Haupteiszeit hinein, so könnte die diskordant von Löß überlagerte Einebnungsfläche in die zweite Interglazialzeit fallen. Vorläufig aber wird die Erklärung dieser Abtragungsfläche sowohl in zeitlicher Beziehung als auch hinsichtlich der Kräfte, die sie hervorriefen, ein morphologisches Problem bleiben, dessen Lösung zusammenhängt mit der richtigen Deutung der Altersbeziehungen der verschiedenen am Rande des Gebirgslandes liegenden eiszeitlichen Ablagerungen untereinander.

Herr KEILHACK sprach darauf über subtropische und tropische Torfmoore.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren JANENSCH und KRAUSE.

Das Protokoll wird vorgelesen und genehmigt.

v.	w.	o.
KRUSCH.	JANENSCH.	WEISSERMEL.

---

## Briefliche Mitteilungen.

### 11. Über die Fossilführung und Gliederung der Lößformation im Donautal bei Krems.

Eine vorläufige Mitteilung.

Von Herrn HANS MENZEL.

Berlin, im März 1914.

Aus dem Löß des Donautales der Umgegend von Wien hatte der verstorbene CLESSIN in den Jahren 1907 und 1909 (im Nachrichtsbl. der Deutsch. malakozool. Ges.) eine Anzahl Conchylien beschrieben, die mein lebhaftes Interesse erregten. Gesammelt waren dieselben von Herrn AMILIAN EDLAUER in Wien bei Heiligenstadt, Schwechat, Weidlingthal, Lisamberg, Piesting und bei Wien selbst. Es waren im ganzen folgende Arten:

- Hyalina crystallina* MÜLL.
- „ *pura* ALD.
- Helix* (*Arianta*) *arbustorum* L.
- „ (*Trichia*) *hispida* L.
- „ „ *villosa* DRAP.
- „ „ *terrena* CLESS.
- „ (*Vallonia*) *tenuilabris* BR.
- „ „ *pulchella* MÜLL.
- „ „ *costata* MÜLL.
- „ „ *austriaca* MÜHLF.
- „ (*Helicogena*) *pomatia* L.
- „ (*Xerophila*) *nilssonii* BK.
- „ (*Patula*) *runderata* STUD.
- Cionella lubrica* MÜLL.
- Clausilia dubia* DRAP.
- Pupa* (*Orcula*) *dolium* DRAP.
- „ (*Pupilla*) *muscorum* L.
- „ (*Edentulina*) *columella* BZ.
- Succinea oblonga* DRAP.
- „ „ var. *elongata* AL. BR.
- „ *schumacheri* ANDR.

*Limnaea truncatula* L.  
*Planorbis albus* MÜLL.  
*Carychium minimum* MÜLL.

Diese Gesellschaft macht einen ungemein gemischten Eindruck. Neben ausgesprochen nordischen und alpinen Formen, wie vor allem *Vallonia tenuilabris*, *Patula rudrata* und *Pupa columella*, treten unzweifelhaft stark gemäßigte Buschformen, wie *Helix austriaca* und *H. pomatia*, auf. Für mich stand es fest, daß diese Formen keineswegs in ein und derselben Schicht zusammen vorkommen können.

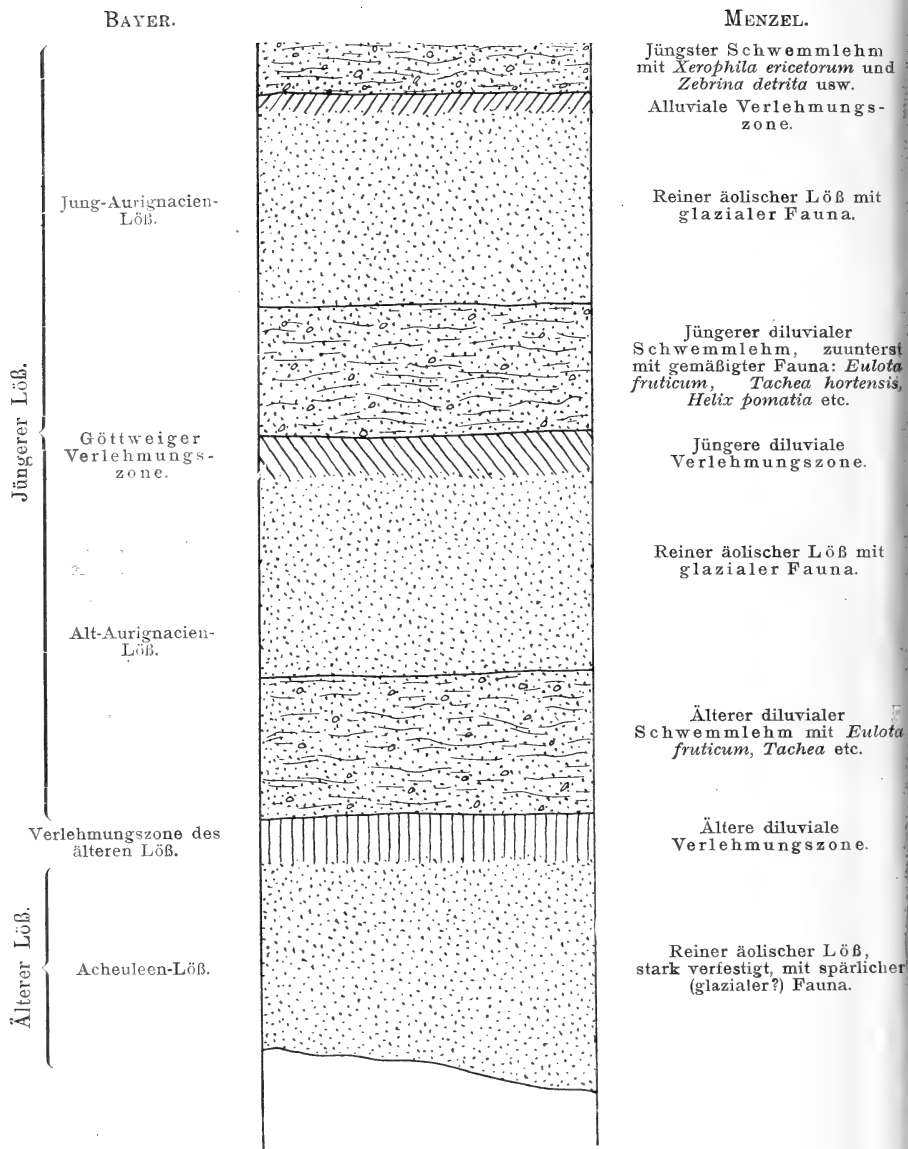
Eine Gelegenheit, diese Frage und damit eine etwaige Gliederung des Lösses im Donautal zu prüfen, ergab sich, als das Entgegenkommen meiner Behörde es mir vor kurzem ermöglichte, vergleichende Conchylienstudien in den Wiener Museen anzustellen, und ich im Anschluß daran unter der liebenswürdigen Führung von Herrn BAYER in Wien die klassischen Lößprofile von Krems und Willendorf im Donautale besuchen durfte, die noch besonders interessant und wichtig durch das Auftreten menschlicher Artefakte sind.

Herr BAYER hatte hier im Anschluß an seine außerordentlich sorgfältigen Grabungen in den Aurignacien-Kulturschichten bereits eine Gliederung des Lösses auf petrographischer Basis durchgeführt, die sich schematisch etwa in umstehender Weise (S. 194) darstellen läßt:

Zuerst ist der Löß in jüngster (alluvialer) Zeit verlehmt und mit einer Schwemmelehmschicht bedeckt, in der Gerölle, Sandstreifen und Gesteinsstücke eingelagert sind. Die Fauna der obersten Gehängebildungen ist die heute noch an Ort und Stelle lebende, und führt besonders *Helix nemoralis*, *Helix pomatia*, *Xerophila ericetorum* und *Zebrina detrita*. Die letzten beiden Formen sind alluviale Einwanderer und treten tiefer noch nicht auf. Die oberste Verlehmung greift nicht sehr tief.

Darunter folgt ein heller, reiner, äolischer Löß, der eine ausgesprochen glaziale Fauna führt, in der die obengenannten Buschformen gemäßigten Klimas völlig fehlen. Bei Aggsbach hatte Herr BAYER aus etwas tieferen Schichten dieses Horizontes eine Fauna gesammelt, die folgende Formen umfaßt:

*Hyalina* sp.  
*Conulus fulvus* DRP.  
*Vallonia tenuilabris* AL BR.  
 „ *costata* MÜLL.  
*Helix hispida* L.



Gliederung der Lößformation im Donautal bei Krems.



*Helix arbustorum* L.  
                   "                  var. *alpicola*  
*Clausilia* sp.  
*Pupa muscorum* MÜLL.  
*Succinea oblonga* DRP.

Darunter folgt ein teilweise geschichtetes Gebilde, in dem wieder Sandstreifen, Gerölle und Gesteinsbrocken eingebettet liegen. Es ist ein Schwemmlehm, der nach der Basis zu eine von Herrn BAYER zuerst beobachtete gemäßigte Fauna von großen *Helix*-Arten, besonders Massen von *Helix pomatia*, einschließt, während die kleinen glazialen Arten fehlen. Ich selbst konnte in diesem Horizont bei Krems und Willendorf *Eulota fruticum* und *Tachea* (wahrscheinlich) *austriaca* (nicht *hortensis*) aus der Wand entnehmen. Durch diesen Faunenwechsel ist auf das schlagendste erwiesen, daß dieser Schwemmlehm und die unter ihm folgende Verlehmungszone (Göttweiger Verlehmungszone BAYERS) aus einer Inter-glazialzeit, und zwar aus der letzten (Riß-Würm), stammt, während der darüberlagernde äolische Löß sich in einem Abschnitt der Würm-Eiszeit gebildet hat.

In dem äolischen Löß unter der Göttweiger Verlehmungszone fehlen alle gemäßigten Formen, und es stellt sich wieder eine glaziale Fauna ein. In der geologischen Sammlung des k. k. Hofmuseums zu Wien fand ich eine aus dem Jahre 1876 stammende Aufsammlung von Lößconchylien aus Inzersdorf bei Wien, die nach dem Etikett tieferen Lößschichten, dicht über dem Congerientegel, entstammt. Ich gehe wohl nicht fehl, wenn ich als ihr Lager den vorliegenden Horizont, die ältere Abteilung des sog. Jüngeren Lösses, allerdings wohl einschließlich der darunterliegenden Schwemmlehmschicht, an spreche. Die reiche Fauna enthielt folgende Formen:

*Vitrina diaphana* DRP. (oder *nivalis* FORB.?)  
*Hyalina* sp.  
*Conulus fulvus* DRP.  
*Vallonia tenuilabris* AL. BR.  
                   "                  *costata* MÜLL.  
*Patula ruderata* STUD.  
                   "                  *pygmaea* DRP.  
*Helix hispida* L.  
                   "                  *nilssonii* BECK.  
*Zua lubrica* MÜLL.  
*Clausilia* sp.  
*Buliminus* sp.

*Caecilianella acicula* MÜLL.  
*Chondrula tridens* MÜLL.  
*Pupa muscorum* MÜLL.  
       " *columella* V. MTS.  
*Orcula dolium* DRP.  
*Vertigo parcedentata* AL. BR.  
       " *alpestris* ALDER.  
*Succinea oblonga* DRP.  
       " *putris* L.  
*Carychium minimum* MÜLL.  
*Limnaea truncatula* MÜLL.  
*Planorbis marginatus* DRAP., 1 Ex.  
       " *crista* L.  
       " *rossmaessleri* AUERSW.  
       " *rotundatus* POIR.  
       " *septemgyratus* RSSM.  
*Pisidium* sp.

Besonders auffällig ist hier das starke Hervortreten der *Xerophila nilssonina*, die die *Helix hispida* des jüngeren äolischen Lösses zu vertreten scheint. Ich beobachtete dasselbe mehrfach an den Aufschlüssen. In der älteren Abteilung des sog. Jüngeren Lösses, unter der Göttweiger Verlehmungszone, zog ich aus der Lößwand fast nur *Xerophila nilssonina*, in dem oberen Löß dagegen *Helix hispida*.

An der Basis dieser älteren Abteilung des „Jüngeren Lösses“ stellt sich wieder ein Schwemmlehm mit Sand und Steinen ein. In ihm beobachtete ich bei Krems *Tachea* sp. (*nemoralis* oder *austriaca*) und *Eulota fruticum*. Glaziale Formen scheinen zu fehlen. Es hat den Anschein, als ob hier ein zweiter Interglazialhorizont vorliegt. Doch bin ich meiner Sache noch nicht gewiß, so daß ich es nicht mit Sicherheit vertreten kann. Herr BAYER sieht diese Schichten wie die darunterfolgende Verlehmungszone nicht als Interglazial an. Es bedarf zur Klärung dieser Frage noch weiterer Untersuchungen.

Dasselbe gilt von dem tiefsten beobachteten Horizont, dem ältesten reinen äolischen „älteren“ Löß. Derselbe ist stark verfestigt und nicht so reich an Conchylien wie die höheren Schichten. Größere *Helix*-Arten ließen sich bisher in ihm nicht beobachten, dagegen mehrere kleine Formen, wie *Helix* (*Trichia*) *hispida* (?) und *Pupa*-Arten.

Auf jeden Fall haben die kurzen Beobachtungen, die ich über den Löß des Donautales bei Wien und Krems und seine

Fauna machen konnte, gezeigt, daß, einmal durch die gesamte Schichtenfolge hindurch eine reiche Conchylienfauna verbreitet ist, zum andern die Bildung des Lösses nicht einheitlich erfolgt, sondern von Verlehmungszonen und Schwemmlehm-bildungen unterbrochen ist, und schließlich, daß innerhalb der Schichtenfolge ein fünfmaliger (einschließlich der jüngsten Verlehmungszone und Gehängebildung sogar ein sechsmaliger) Faunenwechsel stattfindet, der eine eingehende Gliederung der Lößformation ermöglicht.

Es wäre dringend nötig, daß diesen Fragen durch eingehende und systematische Faunenuntersuchung baldigst näher nachgegangen würde, denn von hier aus wird uns am sichersten und klarsten eine Parallelisierung der alpinen mit den nordischen Vereisungen gelingen.

## 12. Graues, marines Oberoligocän im Untergrund der Stadt Düsseldorf.

VON HERRN HANS POHLIG.

Bonn, den 7. Oktober 1913.

Daß die bekannten gelben Küstensande des Oberoligocäns vom Aaper Wald, Grafenberg und Gerresheim, welche in erheblicher Mächtigkeit in diesen Vororten von Düsseldorf die Böschung des Rheintals bilden, nicht auch den tieferen Boden der Stadt selbst zusammensetzen, erhellt aus folgendem Profil eines Brunnenbaubohrlochs in der Kesselschmiede JAKUES PIEDBOEUF zu Düsseldorf-Oberbilk, das der um die Geologie der Gegend sehr verdiente Herr Fabrikbesitzer PAUL PIEDBOEUF freundlichst zur Verfügung gestellt hat:

	6. Hangend: Aufschüttung und Tallöß . . . m	2,80
	5. Kies und Sand, jüngstes Fluvioglazial . .	- 15,40
	4. Eischüssige Sandsteinplatte . . . . .	- 0,20
Oligocän	3. Grüngraue Sande mit Muschelabdrücken (darin eine Lage hellrötlicher Sandstein- brocken) . . . . .	- 57,50
	2. Grüne tonige Sande mit vielen Conchylien- schalen . . . . .	- 2,—
	1. Liegend: fester dunkelgrüner toniger Sand.	

Von Conchylien hat das Bohrloch nur wenige mittelgroße Schalen geliefert, von *Pectunculus Philippii* DESH., der relativ

gigantischen Lokalrasse *Cardium cingulatum* GF. var. *moersianum* POHLIG (wird bis fast 10 cm groß) und *Dentalium Kückxii* NY.; dagegen eine Mikrofauna in beträchtlicher Menge, meist Brut von *Corbula gibba* OL., *Leda gracilis* DESH., *Cytherea Beyrichi* SEMP., *Astarte concentrira* GF., *Neaera clava* BRO., *Cardita* usw.; weniger massenhaft von Gastropoden, wie *Dentalium fissura* LK., *D.?* *seminudum*, *Pleurotoma duchasteli* NY., *Fusus elongatus* NY., *Tiphys cuniculosa* NYST.

Es ist schon nach dieser Sachlage zweifellos, daß die oligocäne Meeresbedeckung und zugleich die eigentlichen gelben Küstensande mit Cetaceenknochen (nach meiner früheren Mitteilung in dieser Zeitschrift) und den zahlreichen Treibholzresten noch um ein gutes Stück in der „niederrheinischen Bucht“ weiter südwärts gereicht haben als Gerresheim.

## Neueingänge der Bibliothek.

- ANDRÉE, K.: Die paläogeographische Bedeutung sediment-petrographischer Studien (Schluß). S.-A. aus: PETERMANN'S Mitteilungen, Jahrg. 59, November. Gotha 1913.
- ARSCHINOW, W. W.: On löwigite and other minerals from near Mt. Kinjal in the district of the Piatigorsk mineral springs in the Caucasus. Publication of Petrographical Institute Lithogaea. Moskau 1913.
- On inclusions of anthraxolite (anthracite) in igneous rocks of Crimea. Publication of Petrographical Institute Lithogaea. Moskau 1914.
- BÄRTLING, R.: Fluß-pat. S.-A. aus: Die nutzbaren Mineralien. Herausgegeben von Dr. O. DAMMER u. Dr. O. TIETZE, Berlin.
- Berlin: Arbeiten der Geologischen Zentralstelle für die deutschen Schutzgebiete: Untersuchungen an Firkiboden. S.-A. aus: Deutsches Kolonialblatt, Nr. 5. 1914.
- DONATH, E., u. H. RZEHA: Zur Kenntnis einiger Kohlen der Kreideformation. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XXII, 1. Berlin 1914.
- GOTHAN, W.: Kohlen. S.-A. aus: Handwörterbuch der Naturwissenschaften, Bd. V. Jena 1913.
- PAECKELMANN, W.: Das Oberdevon des Bergischen Landes. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 70. Berlin 1913.
- PETRUNKOVITCH, ALEX.: A Monograph of the Terrestrial Palaeozoic Arachnida of North America. Transactions of the Connecticut Ac. of Arts & Sc. XVIII. New Haven 1913.
- ROTHPLETZ, A.: Über die Kalkalgen, Spongioströmen und einige andere Fossilien aus dem Obersilur Gotlands. Sveriges Geol. Unders. Afhandl. och upps. S. Ca, Nr. 10. Stockholm 1913.
- SCHUCHERT, CH.: The Dinosaur of East Africa. S.-A. aus: The Am. Journ. of Sc. 35, 1913.
- SCHÜRMANN, E.: Über die Basalte am Niederrhein. Steinbruch und Sandgrube, Jahrg. 13, Nr. 9. Halle 1914.
- STILLE, H.: Die kimmerische (vorcretacische) Phase der saxonischen Faltung des deutschen Bodens. S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. IV, 5/6. Leipzig u. Berlin 1913.
- Die saxonische Faltung. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, Jahrg. 1913, 11. Berlin 1913.
- STOLLER, J.: Die Landschaftsformen der südlichen Lüneburger Heide, vom geologischen Standpunkte betrachtet. S.-A. aus: 2. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Vereins zu Hannover (Geol. Abt. d. Naturhist. Ges. zu Hannover), 1909.
- Spuren des diluvialen Menschen in der Lüneburger Heide. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, Bd. XXX, II, 2. Berlin 1910.
- Das Erdölgebiet Hänigsen-Obershagen in der südlichen Lüneburger Heide. Archiv f. Lagerstättenforsch., Heft 14. Herausgegeben v. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., Berlin 1913.
- Geologische Verhältnisse und Erdgeschichtliche Entwicklung der Lüneburger Heide. S.-A. aus: Lüneburger Heimatbuch, Bd. I. Bremen 1914.
- SCHROEDER, H., u. J. STOLLER: Das Plägefenn bei Chorin. Beiträge zur Naturdenkmalpflege. Herausgegeben von H. CONWENTZ. Bd. III. Berlin 1912.

- TAEGER, H.: Daten zum Bau und erdgeschichtlichen Bild des eigentlichen Bakony. (Bericht über geologische Detailaufnahmen im Jahre 1910.) S.-A. aus: Jahresber. d. K. Ung. Geol. Reichsanst. f. 1910. Budapest 1912.
- Weitere Daten zur Geologie des eigentlichen Bakony. S.-A. aus: Jahresber. d. K. Ung. Geol. Reichsanst. f. 1911. Budapest 1913.
  - Beiträge zur Geologie des nördlichen Bakony. (Bericht über die geologische Detailaufnahme im Jahre 1909.) S.-A. aus: Jahresber. d. K. Ung. Geol. Reichsanst. f. 1909. Budapest 1912.
  - Grundriß zum Landschaftsbau im Südosten des eigentlichen Bakony. (Eine vorläufige Mitteilung.) S.-A. aus: Jahresber. d. K. Ung. Geol. Reichsanst. f. 1912. Budapest 1913.
- WIELAND, G. R.: The Liassic Flora of the Mixteca Alta of Mexico, Its Composition Age, and Source. S.-A. aus: The Am. Jour. of Sc. 36, 1913.
- WURM, A.: Beiträge zur Kenntnis der iberisch-balearenischen Triasprovinz. S.-A. aus: Verhandl. d. Naturhist.-Medizin. Vereins zu Heidelberg, N. F. XII, 4. Heidelberg 1913.
-

# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

### B. Monatsberichte.

Nr. 4.

66. Band.

1914.

#### INHALT.

	Seite
Protokoll der Sitzung vom 1. April 1914 . . . . .	201

#### *Vorträge:*

WALTHER, JOH.: Über die Bildung flächenhafter Diskordanzen (Titel) . . . . .	202
HORN: Über die Geologie des Kiautschougebietes . . . . .	202
WUNSTORF: Die Erdöllagerstätten Nordamerikas (Titel) . . . . .	213
WALTHER, JOH.: Demonstration eines von ihm angegebenen orogenetischen Spaltenapparats (Titel) . . . . .	213

#### *Briefliche Mitteilungen:*

FRANKE, FRITZ: Die Fauna des Emschers bei Dortmund . . . . .	214
LACHMANN, R.: Zur Klärung tektonischer Grundbegriffe. Eine Entgegnung auf STILLES „Saxonische Faltung“ (Mit 6 Textfiguren) . . . . .	227
BECK, RICHARD: Über einen Graniteinschluß im Pechstein von Garsebach bei Meißen und über Entwässerungsvorgänge in diesem Gestein (Mit 1 Textfigur) . . . . .	244
HAEHNEL, O.: Beiträge zur Kenntnis der Geologie Neu-Guineas (Mit 1 Textfigur) . . . . .	250
POHLIG, HANS: Neue rheinische Haliseritenfunde . . . . .	254
POHLIG, HANS: <i>Beneckeia subdenticulata</i> POHLIG aus dem Rötldolomit von Jena . . . . .	256

(Hierin ein Bild von H. ROSENBUSCH, zur Gedächtnisrede von Herrn L. MILCH, in Monatsbericht 3 gehörig.)

# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHÄFFE†	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	„ BORNHARDT	„	HENNIG
sitzende:	„ KRUSCH	„	JANENSCH
Schatzmeister:	„ MICHAEL	„	WEISSERMEL
Archivar:	„ SCHNEIDER		

## Beirat für das Jahr 1914

Die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen,  
OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

## Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

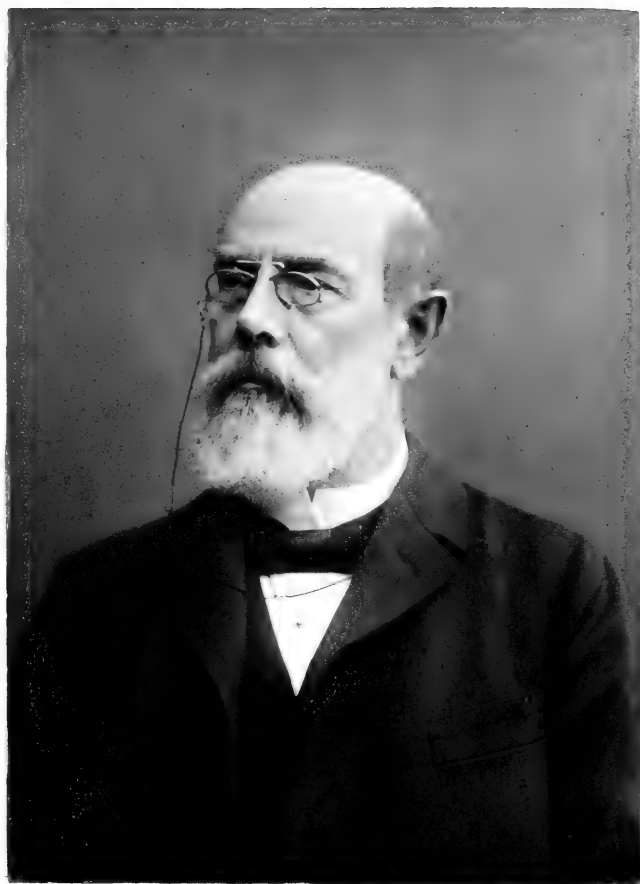
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**,  
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Oberbergrat Bornhardt**, Charlottenburg, Dernburg-Str. 49 oder Herrn **Professor Dr. Krusch**, Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Rich. Michael**, Charlottenburg, Kaiserdamm 74, Postscheckkonto **Berlin NW 7, Konto Nr. 16 071** oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen





*H. Rosenthal*



# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 4.

1914.

---

Protokoll der Sitzung vom 1. April 1914.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und legt die eingegangene Literatur vor.

Als neue Mitglieder sind angemeldet:

Herr Dr. W. T. DOERPINGHAUS, Berlin N. 4, Invalidenstraße 44,

Herr Dipl.-Ing. PHILIP KRAFT JUN., Berlin N. 4, Invalidenstraße 44,

Herr Dipl.-Bergingenieur BOGUMIL M. RADOSLAWOW, Berghauptmann in Sofia, zurzeit Berlin N. 4, Invalidenstraße 44,

Herr Bergreferendar Dr. KRÜMMER in Bonn,  
alle vorgeschlagen durch die Herren BEYSCHLAG,  
KRUSCH und MICHAEL.

Herr Bergassessor BAEZ in Seattle, Washington, 908 white Building, vorgeschlagen durch die Herren KRUSCH, HOEPFNER und MICHAEL.

Die *Buderusschen Eisenwerke* in Wetzlar, vorgeschlagen von den Herren SCHNEIDER, BÄRTLING und AHLBURG.

Die *Fürstl. Salm-Salmsche Generalverwaltung* zu Anholt i. W.,

Herr Kaufmann JOHANNES TIETMANN in Witten, Ruhrstraße 75,

Herr Dr. RUDOLF ALBERTI in Goslar, Reußstr. 4,

Die *Internationale Bohrgesellschaft* in Erkelenz,

Die *Aktiengesellschaft für Bergbau, Blei- und Zinkfabrikation zu Stolberg und in Westfalen* zu Aachen,

Herr Bergwerksdirektor GUSTAV KNEPPER in Bochum,

- Die *Bergwerksgesellschaft Trier m. b. H.* in Hamm (Westf.),  
Die *Mansfelder Kupferschiefer bauende Gewerkschaft*  
in Eisleben,  
Die *Saar- und Mosel-Bergwerks-Gesellschaft* in Kar-  
lingen, Lothringen,  
Die *Gewerkschaft Deutscher Kaiser, Abteilung Bergbau*,  
in Hamborn a. Rh.,  
Die *Gutehoffnungshütte, Aktienverein für Bergbau und*  
*Hüttenbetrieb*, Oberhausen, Rheinland,  
Die *Rheinischen Stahlwerke* in Duisburg-Meiserich,  
Die *Gewerkschaft Friedrich der Große* in Herne i. W.,  
alle vorgeschlagen durch die Herren BORNHARDT,  
KRUSCH und BÄRTLING.  
Die *Consolidierten Alkaliwerke, Akt.-Ges. für Bergbau*  
*und chemische Industrie*, Westeregeln, Bez. Magdeburg,  
vorgeschlagen von den Herren RINNE, BORNHARDT  
und BÄRTLING.  
Der *Verein der Deutschen Kaliinteressenten*, Berlin SW. 11,  
Anhaltstr. 7, Geschäftsführer Bergassessor KARAU,  
Herr Bergwerksdirektor A. SIMON in Beendorf bei Helm-  
stedt,  
beide vorgeschlagen von den Herren RINNE,  
KRUSCH und BÄRTLING.

Herr JOH. WALTHER spricht über die Bildung  
flächenhafter Diskordanzen.

Herr HORN spricht über die Geologie des Kiautschou-  
gebietes.

Das Pachtgebiet Kiautschou umfaßt die Kiautschou-  
bucht und Teile der beiden Halbinseln, welche die Bucht vom  
Gelben Meere trennen, sowie die innerhalb der Bucht und  
die außerhalb vor derselben gelegenen Inseln. Die geologischen  
Untersuchungen, deren Ergebnisse im folgenden kurz besprochen  
werden sollen, wurden über die Grenzen des Pachtgebietes  
nach Osten bis an das Meer, nach Norden bis in die Gegend  
der Stadt Tsimo und nach Westen bis an das Kleine Perl-  
gebirge und bis zur Stadt Kiautschou ausgedehnt. Während  
die Landoberfläche der Kolonie rund 550 qkm umfaßt, ist das  
erweiterte Kiautschougebiet auf rund 800 qkm zu veran-  
schlagen.

Orographisch gliedert sich das Gebiet folgendermaßen:  
Im Norden und Westen der Kiautschoubucht dehnt sich

eine weite Niederung aus, ein Teil der von RICHTHOFEN als Kiau-lai-Ebene bezeichneten Senke, welche das Bergland von Schantung von der Kiautschoubucht im SO bis an die Laitschoubucht des Inneren Gelben Meeres im NW quer durchzieht. Aus der Niederung erheben sich nur vereinzelte flache Rücken oder Hügel.

Auf den beiden Halbinseln, welche die Kiautschoubucht im Osten und Süden umfassen, erheben sich jedoch eine Reihe von Bergen und tief zerfurchten Gebirgsmassiven, meist mit auffallend schroffen Formen und zackigen Kämmen. Von ihnen sind zu nennen

der Lauschan (1130 m), der die östliche Halbinsel beherrscht,

westlich von diesem der Tung liu schui (600 m) und

südwestlich der Kaiserstuhl (Wuschan) (400 m),

die Prinz-Heinrich-Berge (Fouschan) (385 m) und die Iltisberge (160 m) und Bismarckberge (132 m) bei Tsingtau.

Im Südwesten der Bucht steigt das Kleine Perlgebirge zu 701 m an, und auf der dreiarmigen Halbinsel Hai hsi, welche vom Fuß des Kl. Perlgebirges sich nach Osten in das Meer vorschiebt, erreichen die Höhen bis 180 m. Während die beiden in der Bucht gelegenen großen hügeligen Inseln Yintau und Huang tau sich nur mit wenigen Punkten bis über 50 m erheben, steigen die dem Gebiet vorgelagerten, im Meere gelegenen Inseln meist schroff zu bedeutenden Höhen an. Die wichtigsten von diesen Inseln sind: Schui ling schan (507 m), die vier kleinen Tschu tscha tau-Inseln (54,5 m), Tai kung tau (126,5), Groß-Futau (89 m), Tscha lien tau (71 m) und Katimiau (97 m).

Obwohl eine so reich gegliederte Landschaft wie das Kiautschougebiet interessante geologische Verhältnisse erwarten läßt, ist bisher darüber wenig bekannt geworden. RICHTHOFEN<sup>1)</sup> hat auf seinen Reisen durch China das Kiautschougebiet nicht berührt, und hat es auf seiner geologischen Übersichtskarte von Schantung nur auf Grund von Erkundigungen ganz mit der rosa Farbe für das Grundgebirge angelegt.

KÖRFERS<sup>2)</sup> Karte von Schantung läßt schon eine der Wahrheit näherkommende Gliederung erkennen. Im Norden und Westen der Kiautschoubucht sind mit gelber Farbe die Gesteine des Übercarbons einschließlich porphyrischer Tuffe

<sup>1)</sup> China II, 1882 und Schantung und seine Eingangspforte Kiautschou 1898.

<sup>2)</sup> Geologische Skizze der Provinz Schantung 1901.

und mit einigen roten Flecken an der NO-Küste der Bucht bis in die Gegend von Tsimo und an der Westseite bei Wangtai Eruptivgesteine verzeichnet. „Alles übrige aber ist im Kiautschougebiet als Gneis und Glimmerschiefer bezeichnet und nur bei Tsingtan sind einige Porphyrgänge ausgeschieden.

LORENZ<sup>1)</sup> hat 1902 die Insel Schuilingschan besucht und dort das Vorhandensein von sandigen und tonigen Sedimenten mit dünnen anthrazitischen Kohlenschmitzen nachgewiesen, auf die man eine Zeitlang große Hoffnungen gesetzt hat. Außerdem hat er sich noch im Südwesten des Kartengebietes aufgehalten, indem er am Fuß des Kleinen Perlgebirges entlang zog. Hierbei hat er das Marmorvorkommen bei Wolautse am nördlichen Fuß desselben aufgefunden. Obwohl er im Text von alten (algonkischen) und jungen (tertiären) Graniten spricht, hat er auf seinen geologischen Kartenskizzen nur algonkischen Granit verzeichnet und nur auf seiner geotektonischen Übersichtskarte von Schantung „tertiäre Granite, Diorite usw.“ ausgeschieden, aber wohl erst, nachdem RINNE<sup>2)</sup>, der 1903 das Schutzgebiet besuchte, das verhältnismäßig junge Alter der Granite bei Tsingtau erwiesen hatte.

RINNES Untersuchungen sind insofern von besonderer Bedeutung, als sie zum ersten Male einen Einblick in die große petrographische Mannigfaltigkeit des Kiautschougebietes gestatten, und als durch die Entdeckung von kontakt-metamorphen Sedimentgesteinen, den Hornfelsen von Kap Yatau, der sichere Beweis erbracht ist, daß der Granit des Lauschan nicht archaisch oder algonkisch, sondern jünger ist. RINNE hat außerdem die Sedimente und die gang- und lagerförmigen Eruptivgesteine von Schuilingschan eingehend untersucht und beschrieben.

Einen Überblick über die geologischen Verhältnisse des Kiautschougebiets konnte aber auch RINNE nicht gewinnen, weil die Zeit seines Aufenthalts hierzu zu kurz bemessen war.

So hatte ich das Glück, als ich im August 1912 nach Tsingtau kam, ein Gebiet zu betreten, aus dem zwar eine Reihe von Gesteinen zuverlässig untersucht sind, von dem aber in geologischer und tektonischer Beziehung, abgesehen

---

<sup>1)</sup> Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Ostasien I. Teil. Zeitschr. d. d. ges. Geol. 57, 1905, S. 438—497.

<sup>2)</sup> Beitrag zur Gesteinskunde des Kiautschou-Schutzgebietes. Diese Zeitschr. 56, 1904, S. 122—167.

von der Insel Schuiling schan, noch sehr wenig bekannt war und von dem bereits eine vorzügliche topographische Karte im Maßstab von 1:50 000 vorlag.

Der landschaftliche Reiz der Gebirge bestärkte mich noch in dem Entschluß, diese für eine geologische Untersuchung so überaus günstigen Bedingungen auszunutzen.

Einige Ergebnisse dieser Untersuchungen, die in den letzten vier Monaten des Jahres 1912 ausgeführt wurden, seien im folgenden kurz mitgeteilt.

Die beiden Gebirgsmassive Lauschan und Kleines Perlgebirge bestehen ganz aus einem hellen, quarzreichen Granit, welcher sehr arm ist an dunklen Gemenzteilen. Das Lauschangranitmassiv erstreckt sich nach Südwesten bis Tsingtau und nimmt somit den größten Teil der östlichen Halbinsel ein. Eine viel geringere Ausdehnung als jenes hat das Massiv des Kleinen Perlgebirges, zu dem noch die in der Bucht gelegene Insel Huang tau und kleine Teile der Halbinsel Hai hsi zu rechnen sind.

Am Rande der beiden Granitmassive, auf deren Gliederung ich später zurückkomme, finden sich fast ringsherum und oft nur in geringer Verbreitung verschiedenartige Gesteine, die für das Verständnis des geologischen Baues des Kiautschougebiets von besonderer Wichtigkeit sind und der Altersfolge nach besprochen seien.

Die ältesten Gesteine sind Gneise. Sie treten am nord-östlichen und östlichen Fuß des Lauschan auf, wo sie bei O-W- bis NO-SW-Streichen unter den Granit des Lauschan hinunterzusetzen scheinen. Aus Gneis bestehen die östlich vorgelagerten Inseln: Hsiau tau, Katimiau und Tschalien tau, ferner die südlich von Tsingtau gelegenen vier Tschutscha tau-Inseln und der südliche Arm der Halbinsel Haihsi, und schließlich sind Gneise in dem Gebiet nördlich vom Kl. Perlgebirge bis nahe an die Küste von Hung schy yai verbreitet. Die Gneise sind intensiv gefaltet und steil aufgerichtet. Das Streichen wechselt sehr stark. In einigen der genannten Verbreitungsgebiete herrscht die NO-Richtung, in andern die O-W-Richtung, in noch andern die NW-Richtung vor, so daß man für das Kiautschougebiet nicht von einer Hauptstreichrichtung der Gneise sprechen kann, wie RICHTHOFEN und LORENZ es für Schantung getan haben.

Auf die Gneise folgt eine wohl 1000—1500 m mächtige Serie von metamorphen Schichten, die Hornfelsserie, die durch den Kontakt mit dem Lauschangranit aus Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern hervorgegangen sind und mit

ebenfalls kontaktmetamorphen untersinischen Gesteinen aus West-Schantung und aus der von SOLGER untersuchten Gegend von Peking völlig übereinstimmen. Die Hornfelsserie ist am vollständigsten entwickelt auf der Halbinsel, welche dem Lauschanmassiv im SO angesetzt ist und im Kap Yatau endigt. Aus Hornfels bestehen ferner die Inseln Hsiau kung tau, Tai kung tau und die Nebeninsel, der Tupfen, und ein ca. 100 m erreichender Höhenrücken bei dem Dorf Wo lau se östlich von der Stadt Tsimo, nördlich vom Lauschan.

Beim Kap Yatau ist der Kontakt der Hornfelse mit dem Granit mehrfach schön zu beobachten. Das Streichen der Hornfelse ist hier im wesentlichen ONO bis NO, im östlichen Teil der Halbinsel findet jedoch mit der Annäherung an Kap Yatau eine allmähliche Ablenkung des Streichens über NNO nach N statt, so daß am Kap selbst N-S-Streichen zu beobachten ist.

Die Schichten fallen durchschnittlich mit 30—45° nach SO ein, nur an der Ostspitze liegen sie flacher und fallen mit 16° nach O ein.

Auf der kleinen Halbinsel, welche bei Huang schan, unweit nördlich von Kap Yatau, ins Meer vorspringt, stehen die ältesten Schichten der Hornfelsserie an. Sie bestehen aus groben Konglomeraten mit bis faustgroßen, mitunter sogar bis kopfgroßen Gneisgeröllen und mit einer feinen, in graugrünen Hornfels umgewandelten Grundmasse. Diese Konglomerate scheinen unmittelbar auf den Gneisen zu liegen und an 500 m Mächtigkeit zu erreichen.

Sie streichen ONO und fallen sehr steil (70—80°) nach S ein. Über den Konglomeraten folgt die mächtige Serie von regelmäßig gebankten oder dünn gebänderten Hornfelsen mit Kalksilikathornfelsen, Quarzitbänken und im oberen Teil vereinzelt eingeschalteten konglomeratischen Schichten.

Auf den Inseln Hsiau kung tau, Tai kung tau und dem Tupfen ist das Streichen der Hornfelse annähernd N—S, das Fallen mehr oder weniger steil nach O gerichtet.

Für das nächstjüngere Gestein halte ich den von LORENZ aufgefundenen und für algonkisch angesprochenen Marmor von Wo lau tse südlich der Bucht. Das Marmorvorkommen ist eine von Diorit umschlossene und durchsetzte Scholle, welche ebenso wie ganz ähnliche Marmore im mittleren und westlichen Schantung durch Kontaktmetamorphose aus obersinischem Kalk hervorgegangen sein dürfte. Auf eine nähere Begründung meiner Auffassung kann ich hier nicht eingehen, da es eine Besprechung anderer Gebiete erfordern und über den Rahmen dieser Mitteilung weit hinausgehen würde.



Als nächst jüngere Gesteinsserie sind die grauen bis schwarzen Schiefer und Sandsteine des Carbons anzusehen, welche am vollständigsten auf der großen, 507 m hohen Insel Schui ling schan südlich der Kiautschoubucht entwickelt sind. Sie bilden den Sockel der Insel, sind jedoch durch einige Verwerfungen in mehrere verschieden geneigte Schollen zerlegt, so daß sie einerseits an der Westseite und im Sattel zwischen den beiden Gipfeln bis zu ca. 400 m ansteigen, andererseits an der Ostspitze mit nordöstlichem Fallen unter den Meeresspiegel hinabsinken.

An der Südwestseite der Insel tritt in den Carbonschiefern in geringer Höhe über dem Meeresspiegel ein sehr dünnes, z. T. in Schmitzen aufgelöstes Flötzchen von anthrazitischer Kohle auf, wie LORENZ und RINNE festgestellt haben. Außerdem findet man in den Schiefen bisweilen undeutliche und unbestimmbare Pflanzenreste.

Ein weiteres Vorkommen von wahrscheinlich carbonischen Schichten findet sich nahe der Nordgrenze des Pachtgebietes, südlich vom Pai scha ho. Hier bestehen die flachen 40—70 m hohen Hügel, welche sich westlich vom Granitkamm des Tung liu schui aus der Niederung erheben, aus grauen Schiefen und Konglomeraten, welche von außerordentlich mächtigen Porphyrgängen durchsetzt werden. Die Schichten streichen NNO und fallen ziemlich flach (15—20°) nach Westen ein.

Nach Ablagerung der carbonischen Schichten hat in Schantung eine sehr lange Periode eruptiver Tätigkeit eingesetzt, während welcher nach und nach die gewaltigen Massive von Eruptivgesteinen entstanden sind, welche den größten Teil des Kiautschougebietes aufbauen.

Die ältesten Eruptivgesteine sind dunkle violett-, rot- oder grüngefärbte Porphyrite. Auf der Insel Schui ling schan treten die Porphyrite z. T. als Lager in, z. T. als Decke über den Carbonschiefern auf, wie RINNE es beschrieben und in einem Profil dargestellt hat. Sie bilden den Kamm mit der Gipfelregion und zum großen Teil den östlichen Vorsprung der Insel. In Verbindung mit den Porphyriten scheinen auch Agglomerate und Tuffe im oberen Teil der Schichten aufzutreten.

Gleichartige und wahrscheinlich auch gleichaltrige Porphyrite sind außerdem auf dem nordöstlichen Arm der Halbinsel Hai hsi (Kap Jaeschke), im Kaiserstuhl und auf der Insel Futau verbreitet.

In Verbindung mit der Eruption der Porphyrite steht wahrscheinlich die Bildung dioritischer Gesteine, welche sich

vereinzelt am Rande der Granitmassive finden. Das bedeutendste Vorkommen von Diorit ist bei Wo lau tse, nördlich vom Kleinen Perlgebirge, zu beobachten, wo es den oben erwähnten Marmor einschließt, ein weiteres in der Mitte der Halbinsel Hai hsi, östlich von dem Dorfe Hsüë tschia tau.

Der Entstehung der Diorite und Porphyrite folgt der Durchbruch von granitischem Magma, dem die beiden Massive des Lauschans und Kleinen Perlgebirges ihre Entstehung verdanken. Die beiden Granitmassive, welche mehr als die Hälfte des Gebietes einnehmen, sind nicht einheitlich gebaut, sondern in ähnlicher Weise wie das von ERDMANNSDÖRFER untersuchte Brockenmassiv<sup>1)</sup> in einen Kern und mehrere Randfacieszonen gegliedert. Am vollständigsten habe ich diese Gliederung am Lauschanmassiv nachweisen können, das sich nach SW bis Tsingtau und nach N bis in die Gegend von Auschanwei östlich von Tsimo ausdehnt. Der Kern des Lauschan-Granitmassivs besteht aus einem hellen, sehr quarzreichen grobkörnigen Granit. Zu dem Kern gehört außer dem eigentlichen Lauschan der Tung liu schui im Westen und der Biauschan im Norden desselben.

Der Kerngranit ist in der Regel sehr klobig zerklüftet, und daher finden wir gerade die höchsten Kämme der Gebirge mit jenen gewaltigen, für Granit bezeichnenden Felsformen besetzt, welche oft mit besonderen Namen belegt sind, wie z. B. der Lanting, der Dom, die Fünffingerspitze und die Steinnadel. Außerdem ist im Innern des Massivs eine vertikale Zergliederung der Granitmassen in allergrößtem Maßstabe zu erkennen, welche die Entstehung von riesenhaften, vom Grunde der Täler oft mehrere 100 m schroff emporstrebenden Felsenkegeln verursacht, während an seinem Rande eine Neigung zu periklinaler plattiger Gliederung des Granits einsetzt, die auch wieder riesenhafte Dimensionen annimmt. Auf die plattige Struktur des Granits am Rande des Kerns wird man daher erst aufmerksam, wenn man aus einiger Entfernung das ganze Massiv betrachtet. Man erkennt dann, wie die riesenhaften Granitplatten gleichsam von außen an den vertikal zergliederten Kern angelehnt sind und ihn von allen Seiten her zu überwölben streben.

Der so gegliederte, aus grobkörnigem Granit bestehende Kern ist im Süden, Südwesten, Westen und Norden umgeben von einer Zone von feinkörnigem, z. T. drusigem Granit, welche

---

<sup>1)</sup> Über Bau und Bildungsweise des Brockenmassivs. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 26, 1905, S. 379.

der mikropegmatitischen Granitzone des Brockenmassivs entsprechen würde.

Dieses Gestein ist im Süden des Lauschans verbreitet auf der Halbinsel Nanyau und den Höhen zwischen Lauschanhafen und Schatsykoubucht, im Südwesten baut es die Höhen nordwestlich vom Kaiserstuhl und den Prinz-Heinrich-Bergen bis an die Bucht sowie den Höhenzug des Lauhouschan auf, welcher den Tungliu schui im Westen begleitet, und schließlich habe ich es in größerer Verbreitung im Norden des Lauschanmassivs zwischen Tsimo und Aushanwei und an der Ostseite des Biau schan angetroffen.

Die Granite der Prinz-Heinrich-Berge und z. T. auch der Gegend von Tsingtau sind grobkörnig, bisweilen porphyrisch und meist reich an dunklen Gemengteilen. Sie dürften den ältesten randlichen Teil des Massivs repräsentieren.

Am nördlichen Rande des Massivs des Kleinen Perlgebirges, dessen Kerngranit dem des Lauschans gleicht, kommt ebenfalls feinkörniger Granit vor, und der Diorit von Wolautse dürfte eine basische Randfacies vertreten, so daß auch hier eine Gliederung in Kern- und Randzonen angedeutet ist.

Schließlich bleibt noch das Vorkommen von Granit auf der Halbinsel Haihsi zu erwähnen. In der Mitte der Ostküste kommt ein heller, porphyrisch ausgebildeter Granit mit großen weißen Orthoklasen (Karlsbader Zwillingen) vor, während auf den beiden nach Norden gerichteten Armen der Halbinsel ein heller grobkörniger Granit, ähnlich dem Lauschangranit, an verschiedenen Stellen in kleineren Partien an der Küste auftritt.

Das größte von diesen Vorkommen ist das des Tschingschyschan an der Westseite von Kap Jaeschke. Die übrigen bilden stets nur schmale Streifen und Vorsprünge an der Küste, und steigen nicht auf die Höhen empor, die aus Porphyriten und Porphyren bestehen. Es scheint sogar, als ob die Porphyrgänge, welche die Porphyrite durchsetzen, nach unten stellenweise mit dem Granit in Verbindung stehen. Der Porphyrit bildet also augenscheinlich eine Decke über dem jüngeren Granit, welche von diesem bei seiner Entstehung zertrümmert wurde. (Vgl. H. CLOOS: Beobachtungen am Erongo.)

Neben den Graniten spielen Porphyre und Quarzporphyre im Kiautschougebiet eine große Rolle. Sie treten in Form von Gängen und Decken auf. Als Gänge durchsetzen sie fast durchweg in NO-Richtung in großer Zahl und Mannigfaltigkeit alle älteren Gesteine, die Gneise, Hornfelse, carboni-

schen Schichten am Paischa ho und die Porphyrite des Kaiserstuhls, der Insel Futau und von Haihsi. Besondere Beachtung verdient aber das Verhältnis der Porphyrgänge zu den Graniten.

In dem Gebiet von Tsingtau bis zu den Prinz-Heinrich-Bergen sind die Porphyrgänge außerordentlich häufig und mannigfaltig entwickelt, was besonders schön zur Zeit der Ebbe an der felsigen Küste zu beobachten ist. Auch im Gebiet des feinkörnigen Granits nordwestlich von den Prinz-Heinrich-Bergen und dem Kaiserstuhl kommen zahlreiche Porphyrgänge vor, aber, je näher der Mitte, desto geringer wird ihre Zahl, und wenn sie im Kern des Massivs auch nicht ganz fehlen, so treten sie doch sehr zurück.

Daraus ergibt sich mit Sicherheit, daß die Porphyrgänge zum größten Teil aus dem Kern des Granitmassivs selbst stammen. Die bereits erstarrte Hülle wurde, offenbar infolge von neuen Magmanachschüben aus der Tiefe, von dem noch nicht erstarrten Kern wiederholt gesprengt und zerrissen, und in den Rissen erstarrte das aufdringende Magma alsbald als Porphyrgang. Solche Vorgänge werden sich oft wiederholt haben, während gleichzeitig infolge der Abkühlung der feste Mantel von außen nach innen an Dicke zunahm. Der zuletzt erstarrte Kern wurde dann nur noch von wenigen Aplit- und Porphyrgängen durchsetzt, welche von in der Tiefe steckengebliebenen Magmanachschüben herkommen. Von jedem Porphyrgang dürfte sich oberflächlich eine Porphyrdecke ausgebreitet haben, und so hat der Mantel nicht nur nach innen, sondern auch nach außen beständig an Dicke zugenommen.

Die Oberflächenergüsse sind auch mit anderen vulkanischen Erscheinungen verbunden gewesen, denn die am Rande der Granitmassive verbreiteten Porphyrdecken, die Enden der alten Lavaströme, wechsellagern mit geschichteten Tuffen und Agglomeraten.

Die meist fluidalen Deckenporphyre treten in Gesellschaft von Tuffen und Agglomeraten in großer Verbreitung im NW des Lauschanmassivs von Tsimo bis an die Küste der Bucht auf, wo sie meist in niedrigen Kuppen oder Rücken aus der Tsimoer Ebene aufragen, ferner bauen sie fast ganz die im nördlichen Teil der Bucht gelegene Insel Yintau und größtenteils auch den nördlichen Küstenstreifen gegenüber von Yintau auf.

Im Süden des Lauschans kommen solche Gesteine auf der Insel Groß-Futau und am Südfuß des Kaiserstuhls vor. Hier ist außerdem ehemalige Fumarolentätigkeit an weit verbreiteter Kaolinisierung von Porphyren zu erkennen.

Auch am Rande des Kleinen Perlgebirges kommen Porphyrgüsse und Tuffe in größerer Verbreitung vor. Sie bilden die Höhen bei Ling schan wei und Ling kou im SO des Kleinen Perlgebirges und die nordwestliche Halbinsel von Hai hsi.

Aus Porphyren bestehen schließlich die nördliche Hälfte der Insel Huang tau und der im Westen ihr gegenüberliegende Küstenvorsprung Ta tchy tou, sowie der zweizipfelige Felsvorsprung, welcher von Tsingtau aus nach Süden in die Einfahrt der Bucht hineinragt und den Leuchtturm Yu nui san trägt.

Neben den Porphyrgängen sind auch Aplit- und Lamprophyrgänge im Kiautschougebiet weit verbreitet. Von diesen sei hier nur der von RINNE untersuchte und beschriebene Aplitlagergang von Schui ling schan erwähnt, welcher aus den dunklen carbonischen Schichten und Porphyriten als ein mächtiges weißes Band an der SO-, S- und Westseite der Insel hervorleuchtet.

Als jüngstes Eruptivgestein ist im Kiautschougebiet Basalt bekannt. Außer dem von RINNE beschriebenen Vorkommen am Observatoriumshügel in Tsingtau tritt Basalt in Form von Gängen noch an einigen anderen Stellen im Gebiet auf.

Mit den Porphyrdecken und Tuffen wechsellagern rote Konglomerate, Sandsteine und Tone, welche faciell mit dem deutschen Buntsandstein zu vergleichen sind. Die Konglomerate enthalten viele Porphyrgerölle und die Sandsteine Tuffmaterial. Stellenweise sind diese Schichten wieder von Porphyrgängen durchbrochen und von Decken überlagert. Diese Wechselbeziehungen zwischen den Porphyren und den klastischen Sedimenten ist von Wichtigkeit für die zeitliche Fixierung der Eruptionen.

Obwohl die „Roten Schichten“ in Schantung, außer verrieselten Hölzern (am Ma an schan westlich von Tsimo), bisher keine Fossilien geliefert haben, möchte ich sie doch auf Grund der roten Farbe, welche auf allgemeine regionale Ursachen zurückzuführen ist, mit den „Roten Beckenschichten“ in anderen Gegenden Chinas, deren Alter durch Fossilfunde als mesozoisch festgestellt ist, parallelisieren.

Für die Granit-Phorphyr-Eruptionen des Kiautschougebietes ergibt sich also, daß sie jünger sind als die post-carbonischen, also wahrscheinlich permischen Porphyrite und Diorite, und gleichaltrig mit den ins Mesozoicum zu stellenden „Roten Schichten“. Die Eruption des Granitmagmas ist durch

Übergänge mit der Dioriteruption verbunden, so daß wir für das Kiautschougebiet eine sehr lange Eruptionsperiode von Perm bis in das Mesozoicum<sup>1)</sup> anzunehmen haben, die mit ziemlich basischem dioritischem Magma beginnt und mit sehr saurem granitischem endigt. Nach dem Erlöschen der eruptiven Tätigkeit haben tektonische Bewegungen in dem Gebiet zwei sich fast rechtwinklig kreuzende Hauptverwerfungsrichtungen erzeugt. Die eine von diesen ist die NO-Richtung. Sie ist zu erkennen in dem Verlauf vieler Küstenstrecken, namentlich in den NO-SW gestreckten Armen der Halbinsel Hai hsi, sodann in einer Anzahl von Talfurchen, welche den Lauschan und seine Vorberge durchziehen, und schließlich in der nordwestlichen Grenze des Lauschan-Granitmassivs, welche aus der Gegend von Wo lau tse östlich von Tsimo in schnurgerader Linie nach Tsangkoü an der Kiautschoubucht verläuft und weiterhin die Küstenlinie von dort bis Tsingtau bildet. Diese Richtung stimmt mit der Hauptrichtung der Porphyrgänge und der reihenförmigen Anordnung der großen Granitmassive Lauschan, Kleines und Großes Perlgebirge überein. Es ist also anzunehmen, daß die tektonischen Kräfte sehr lange Zeiten hindurch während und nach der eruptiven Tätigkeit in gleichem Sinne gewirkt haben. Später ist eine SO bis OSO verlaufende Verwerfungsrichtung hinzugekommen, welche sich ebenfalls in einer Reihe von Talsenken und Küstenstrecken ausprägt. Durch das Zusammenwirken beider Verwerfungsrichtungen entsteht die reichgegliederte Küstenlinie mit ihren vielen kleinen Buchten, Winkeln und Vorsprüngen. Der Kaiserstuhl ist eine eingesunkene Porphyrit-Porphyr-scholle, welche durch diese beiden Richtungen scharf gegen den Granit im NO und NW begrenzt wird. Die Erosion hat, wie ein Blick auf die Karte erkennen läßt, hauptsächlich nach diesen Richtungen das Gebirge zerschnitten.

Die Granitmassive sind, wie die geologischen Beobachtungen ergeben haben, niemals von einem Mantel von Sedimenten überdeckt gewesen, sind also keine Lakkolithen im gebräuchlichen Sinne, sondern der Kerngranit ist von mehreren mächtigen Mänteln, die jetzt zum größten Teil durch intensive Denudation entfernt sind, umhüllt gewesen. Diese Mäntel bestanden aus feinkörnigem Granit, aus basischerem Randfaciesgranit, und der äußerste schließlich aus mächtigen Porphyrdecken und Tuffen.

---

<sup>1)</sup> Mesozoische Eruptionen sind bereits aus Nordamerika bekannt, und neuerdings hat SCRIVENOR von der Malaischen Halbinsel jurassische Granite beschrieben. (Quart. Journal of geol. Soc. London 1913, S. 343.)

Wie dick diese Hülle im ganzen gewesen sein mag, läßt sich natürlich nur schätzen; bei einer Rekonstruktion gelangen wir zu mindestens 2-3000 m Mächtigkeit. Eine solche Decke dürfte vollkommen ausreichen, um die Entstehung eines holokristallinen Tiefengesteins im Kern eines Eruptionszentrums zu erklären.

Nach Rekonstruktion der verschiedenen Hüllen um den Kerngranit gelangen wir für das Lauschanmassiv zu dem Bilde eines riesenhaften Vulkans mit einem Basisdurchmesser von 60—80 km und 4—5000 m Höhe, also etwa von der Größe der Riesenvulkane des äquatorialen Afrika. Für das Kleine Perlgebirge würden die Dimensionen entsprechend geringer sein.

Das Lauschanmassiv und das Kleine Perlgebirge sind also nichts anderes als die fast vollständig entkleideten Kerne zweier Vulkanriesen, oder, um ein Wort von EDUARD SUESS zu gebrauchen, Glieder in der „Denudationsreihe“, die „von den Aschenhaufen der Gegenwart zu den Granitmassen des Erzgebirges führt<sup>1)</sup>.“

An der Debatte beteiligen sich Herr KEILHACK und der Vortragende.

Herr WUNSTORF spricht darauf über die Erdöllagerstätten Nordamerikas.

An der Debatte beteiligen sich die Herren BRUNNER, BEYSCHLAG und der Vortragende.

Herr JOH. WALTHER demonstriert sodann einen von ihm angegebenen orogenetischen Spaltenapparat.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v.                      w.                      o.

KRUSCH.              BÄRTLING.              WEISSERMEL.

---

<sup>1)</sup> Vgl. SUESS: Antlitz der Erde I, 223 ff., u. III, 2, 637 ff.

## Briefliche Mitteilungen.

### 13. Die Fauna des Emschers bei Dortmund.

Von Herrn FRITZ FRANKE.

Berlin, den 28. Februar 1914.

Die geologische Spezialaufnahme des Südrandes des Münsterischen Beckens seitens der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt hat ein reges Interesse für die Stratigraphie und Paläontologie der westfälischen Kreide wachgerufen. Eine ganze Anzahl neuer Funde ist in den letzten Jahren gemacht worden, die noch zum allergrößten Teile der Bearbeitung harren. Unter diesen erregte die Fauna des Emschers nördlich von Dortmund mein besonderes Interesse aus verschiedenen Gründen. Zwei Ziegeleien bei Obereving und bei Derne — um diese beiden soll es sich im folgenden handeln —, die im Jahre 1913 durch meinen Vater als reiche Fundpunkte entdeckt und von ihm und einigen anderen Herren ausgebeutet wurden, lieferten ein reiches Material, welches zum allergrößten Teil der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt in Berlin überwiesen wurde; ein kleiner Teil befindet sich in den naturwissenschaftlichen Museen von Dortmund und Essen und in den Privatsammlungen des Herrn Schulrats WOERMANN, des Herrn Lehrers TOPP und meines Vaters. Der Umstand, daß, abgesehen von kleineren Notizen, seit den grundlegenden Arbeiten SCHLÜTERS kaum etwas über die Fossilführung des Emschers in Westfalen veröffentlicht worden ist, und seine Stratigraphie und die der westfälischen Kreide überhaupt in den letzten Jahren so große Fortschritte gemacht hat, ließ mir die Bearbeitung der Fauna wünschenswert erscheinen. Herrn J. BÖHM, der in liebenswürdiger Weise mir die Bearbeitung dieser Fauna überlassen und mich durch seinen wertvollen Rat unterstützt hat, spreche ich an dieser Stelle meinen besten Dank aus.

Zunächst dürfte eine kurze Charakterisierung der in Frage kommenden Schichten am Platze sein. In der Stadt Dortmund



werden Schichten des Turons vom *Brongniarti*- bis zum *Cuvieri*-Pläner aufgeschlossen; letzterer erreicht seine Nordgrenze ungefähr in der Nähe des Hauptbahnhofs; nördlich davon wird bei Ausschachtungen der Emscher angetroffen, der bis in die Gegend der Station Preußen verfolgt werden kann. In der Ziegelei Robbert bei Lünen und der Ziegelei Flume südlich von Lünen treten bereits Schichten des Untersenons mit seinen leitenden Versteinerungen — *Masurpites ornatus*, *Inoceramus balticus* usw. — auf.

Im allgemeinen können Versteinerungen im Emscher wegen seiner leichten Verwitterbarkeit ziemlich selten gesammelt werden. Nur da, wo beim Schachtabteufen oder durch Ziegeleibetrieb größere Stücke gebrochen werden, können Fossilien in größerer Anzahl gefunden werden. Die eine der hier in Frage kommenden Fundstellen des Emschers ist die Ziegelei „Dortmunder Tonwerke“ in Obereving, an der Kreuzung der Dortmund—Gronauer mit der Hafen- resp. Umgebungsbahn Nette—Coulr gelegen. Die starktonigen Schichten des Emschers zeigen in den oberen Partien eine hellgraue und in den tieferen Teilen eine graublaue Farbe und sind außerdem, besonders in den hangenden Schichten, durch Ausscheidung von Eisenoxydhydrat auf Klüften ausgezeichnet. Die hellgraue Farbe der in der Nähe der Oberfläche liegenden Schichten dürfte wohl auf Verwitterung zurückzuführen sein. Der andere Fundpunkt, dessen Fossilführung beschrieben werden soll, ist die Ziegelei „Derner Tonwerke“ auf Blatt Kamen, an der Strecke der Dortmund—Gronauer Bahn, nördlich vom Bahnhof Derne gelegen, im folgenden kurz als „Derne“ bezeichnet. In dieser Ziegelei sind Emscher-Schichten aufgeschlossen, die sich durch einen geringen Sandgehalt und die auch in den tieferen Lagen hellgraue Farbe wesentlich von denen bei Obereving unterscheiden. Es ist anzunehmen, daß die blaugrauen Mergel hier noch nicht aufgeschlossen sind, vielmehr in größerer Tiefe lagern. Überlagert werden sie vom Geschiebemergel, der sich durch reichliches nordisches und anderes Material auszeichnet. Er wird von einer dünnen Decke lößähnlichen Lehmes überdeckt.

## Beschreibung der Fauna.

### Protozoa.

Die Protozoen wurden von meinem Vater bearbeitet; die Ergebnisse werden in einer besonderen Schrift veröffentlicht werden.

## Porifera.

### ? *Coscinopora*.

Herr RAUFF war so liebenswürdig, die Bestimmung eines Schwammes von Obereving zu übernehmen. Nach seinen freundlichen Mitteilungen ist die Gattung nicht sicher zu bestimmen, da das Skelett außerordentlich schlecht erhalten ist. Er ist geneigt, den Schwamm auf Grund der außerordentlich regelmäßigen Anordnung der Ostien und der äußeren Gestalt für eine neue Art zu halten. Da Schwämme aus dem Emscher sehr wenig bekannt sind — man kennt in Deutschland bis jetzt 3 Arten —, dürfte das Stück trotz der schlechten Erhaltung ein größeres Interesse beanspruchen. Herr RAUFF hat sich in liebenswürdiger Weise erboten, eine besondere Arbeit über diesen Schwamm zu veröffentlichen.

## Echinoidea.

### *Echinocorys* spec.

Bei Obereving kommt nicht selten ein stark verdrückter Seeigel vor, der zu obiger Gattung gehört. Wegen des schlechten Erhaltungszustandes ist eine genauere Bestimmung nicht möglich.

## Lamellibranchiata.

### *Nucula* cf. *tenera* JOS. MÜLLER.

*Nucula tenera* JOS. MÜLLER, Monogr. d. Petref. d. Aachener Kreide, 1847, S. 17, Taf. 2, Fig. 1.

HOLZAPFEL, Aachener Kr., Palaeontographica, Bd. 35, 1889, S. 200, Taf. 22, Fig. 9—12.

Bei Obereving wurde ein Exemplar einer *Nucula* gefunden, das große Ähnlichkeit mit obiger Art besitzt. Auf Grund des einen Stückes möchte ich es jedoch nur mit „confer“ zu der Art stellen.

### *Gryphaea vesicularis* LAM.

*Ostrea vesicularis* LAMARQUE, Ann. Mus. histor. nat., Bd. VIII, 1806, S. 160, u. Bd. XIV, 1809, S. 375, Taf. 22, Fig. 3.

WOODS, *Cretaceous Lamellibranchia*, Palaeontograph. Society, 1904—1913, S. 360, Taf. 55, Fig. 4—9. cum. syn.

*Gryphaea vesicularis* BRONN, Lethaea Geogn., 1838, Bd. II, S. 264, Taf. 32, Fig. 1.

G. MÜLLER, Unters. von v. Braunschweig u. Ilse, Abhandl. der Geol. Landesanst., Heft 25, 1898, S. 14, Taf. 3, Fig. 10—15, Taf. 4, Fig. 1—2.

Einige Ostreen, die „*hippopodium*.“-Charakter tragen, sind von Derne bekannt geworden. Da nach Ansicht von MÜLLER, WOODS u. a. diese alle Übergänge zu *Gryphaea vesicularis* zeigen, so muß demnach diese Art aus dem Emscher Westfalens angegeben werden.

*Inoceramus involutus* SOW.

*Inoceramus involutus* SOWERBY, Min. Conch. of Great Brit., Bd. VI, 1828, S. 160, Taf. 583, Fig. 1—3.

D'ORBIGNY, Pal. Française, Terr. Crét., 1846, Bd. III, S. 520, Taf. 413.

SCHLÜTER, *Inoceramus*, Palaeont., Bd. XXIV, 1877, S. 272.

MÜLLER, Kr. nördl. Harzrd., 1887, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., S. 411, Taf. 16, Fig. 3—4.

STURM, Kieslingswalde, 1900, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. XXI, S. 91, Taf. 9, Fig. 4.

WOLLEMANN, Lüneburger Kreide, 1902, Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., Heft 37, S. 68, Taf. 1, Fig. 4, Taf. 2, Fig. 7—8.

WOODS, *Cret. Lamellibranchia*, Bd. II, Pal. Society, 1904—1913, S. 327, Textfig. 88—94.

Von dieser an der starken Ungleichklappigkeit der Schalen leicht kenntlichen Art liegt von Obereving ein großes Material vor. Die Stücke geben insgesamt einen guten Überblick über die Variabilität dieser Spezies. Es befinden sich darunter eine Anzahl vollständiger Exemplare, die evident die Zusammengehörigkeit der äußerlich so außerordentlich verschiedenen Schalen beweisen. Ähnlich kann *In. involutus* mitunter dem *In. Koeneni* sehen, der sich durch geringere Ungleichklappigkeit der Schale und größere Wölbung derselben leicht unterscheiden läßt. Bei Obereving kommt *In. Koeneni* überhaupt nicht vor. Schwieriger sind die Unterschiede von *In. involutus* zu *In. umbonatus* und *In. exogyroides* (MEEK und HAYDEN: Proc. Acad. Nat. scien., Philadelphia, Bd. IX, 1876, S. 46, Taf. 5, Fig. 3, und ebenda, S. 44, Taf. 3, Fig. 1 u. 2), die sicherlich dem *In. involutus* sehr nahe stehen, vielleicht sogar mit ihm identisch sind; eine Ansicht, die bereits SCHLÜTER (a. a. O.) ausgesprochen hat. Ich wage es nicht, lediglich auf Grund der nicht besonders guten Abbildungen diese mit *In. involutus* zu vereinigen. Meines Erachtens nach kann nur ein genauer Vergleich der Originalexemplare diese schon lange schwebende Frage lösen.

*Inoceramus Kleini* G. MÜLLER.

*Inoceramus Kleini* G. MÜLLER, Kreide am nördl. Harzrand, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1887, S. 415, Taf. 18, Fig. 1.

Schale ungleichseitig, gleichklappig, höher als breit, mit wenigen, stark entwickelten Rippen, etwas gewölbt; Wirbel

spitz, ein wenig gedreht. Zu diesen bereits von G. MÜLLER angegebenen Merkmalen ist wenig hinzuzufügen. Die Exemplare von Obereving stimmen gut mit der Art überein, abgesehen davon, daß die Wölbung des Rückens nicht so stark ist wie bei den von G. MÜLLER abgebildeten Stücken. Mitunter verlaufen zwischen den starken Rippen schwächere meist den ersteren parallel.

*Inoceramus digitatus* SOW.

*Inoceramus digitatus* Sow., Min. Conch., 1829, Bd. VI, S. 215, Taf. 604, Fig. 2.

SCHLÜTER, *Inoceramus*, Palaeont., Bd. XXIV, 1876—77, S. 267, Taf. 36.

Einige Bruchstücke dieser leicht kenntlichen Art liegen von Derne vor, die bereits zu einer sicheren Bestimmung ausreichen.

*Inoceramus* cf. *cycloides* WEGNER.

*Inoceramus cycloides* WEGNER, Granulatenkreide, diese Zeitschr., Bd. 57, 1905, S. 162, Taf. 7, Fig. 3, Textfig. 5 u. 6.

Mit Vorbehalt möchte ich zu dieser Art einige Exemplare aus Obereving stellen, die durch eine sehr flache gleichklappige Schale mit zahlreichen konzentrischen Rippen, die unter einem ziemlich großen Winkel auf den Rand treffen, und zwischen denen feinere Rippen den anderen parallel verlaufen, ausgezeichnet sind. Vorliegende Stücke zeigen auch mancherlei Ähnlichkeit mit *In. planus* GOLDFUSS (Petr. Germaniae, 1844, S. 117, Taf. 113, Fig. 1), der dadurch charakterisiert ist, daß die Rippen den Schloßrand unter einem Winkel von fast 90° treffen; ein Merkmal, das bei dem Material in Obereving fast zutrifft. Ich wage jedoch vorläufig nicht, diesen *In.* des Emschers mit *In. planus* zu identifizieren, der aus dem Obersenon von Haldem stammt. SCHLÜTER sollen Exemplare unserer Art vorgelegen haben, die er im Bonner paläontologischen Institut als *In. circularis* bezeichnet hat, ohne jedoch die Spezies irgendwo zu veröffentlichen.

*Inoceramus gibbosus* SCHLÜTER.

*Inoceramus gibbosus* SCHLÜTER, *Inoceramus*, Palaeontogr., Bd. XXIV, 1876—77, S. 271.

SCHLÜTER hat leider zu der Beschreibung dieser Art keine Abbildungen gegeben. Seine in Bonn befindlichen Original Exemplare zeigen eine vollständige Übereinstimmung mit Stücken von Obereving, die hier nicht selten gefunden werden. Von Derne liegt ein Exemplar vor, welches ich nur mit Vorbehalt in den Formenkreis dieser Art hineinbeziehe.

*Inoceramus lobatus* GOLDFUSS.

*Inoceramus lobatus* GOLDFUSS, Petref. Germaniae, 1840, Bd. II, S. 113, Taf. 110, Fig. 3.

SCHLÜTER: *Inoc.*, Palaeontogr., Bd. XXIV, 1877, S. 275, Taf. 39, Fig. 1 u. 2.

G. MÜLLER, Untersenon v. Braunschweig u. Ilsede, Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1898, Heft 25, S. 43, Fig. 10.

WEGNER, Granulatenkreide, diese Zeitschr., Bd. 57, 1905, S. 164, Taf. 10, Fig. 1 u. 2, Textfig. 7.

WOODS, Brit. Lamellibranchia, Bd. II, Paläontogr. Society, 1904 — 1913, S. 297, Textfig. 54—55.

Bei Derne findet sich zahlreich ein *Inoceramus*, der zu obiger Art gehört. Das von GOLDFUSS abgebildete Exemplar stammt vom Salzberg bei Quedlinburg. Der *In. lobatus* dieser Fundstelle zeichnet sich durchweg durch seine geringe Größe aus, die die Identifikation der älteren Exemplare dieser Art sehr erschweren. Bei Derne findet sich diese Bivalve in allen Größen. Es ist wohl zweifellos, daß sie zu derselben Art zu stellen sind. WEGNER (a. a. O.) will diese Formen aus dem Emscher zu einer besonderen Art — *Inoceramus anisopleurus* — vereinigen, die sich nach ihm von dem typischen *In. lobatus* dadurch unterscheiden, daß in der Furchungszone die Rippen beider Ordnungen nicht ihre Stärke behalten. Ich glaube nicht, daß dieser Unterschied so durchgreifend ist, um die Aufstellung einer besonderen Art zu rechtfertigen. Die Stücke von Derne zeigen kaum das von WEGNER für die Emscher Form als charakteristisch angegebene Merkmal. Auch vom geologischen Standpunkt aus halte ich es für sehr wahrscheinlich, daß *In. lobatus* bereits im obersten Emscher seinen Anfang nimmt.

*Turnus? Amphisbaena* GOLDFUSS spec.

*Serpula Amphisbaena* GOLDFUSS, Petr. Germaniae, Bd. I, 1831, S. 239, Taf. 70, Fig. 16.

*Teredo Amphisbaena* SOWERBY, Min. Conch., 1840, Bd. VII, S. 17, Taf. 618, Fig. 1—5.

*Gastrochaena Amphisbaena* H. B. GEINITZ, Elbtalgebirge, Palaeontogr., Bd. XX, Teil I, 1873, S. 235, Taf. 52, Fig. 8—12.

G. MÜLLER, Untersenon von Braunschweig und Ilsede, 1898, Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., Heft 25, S. 79, Taf. 10, Fig. 12.

WOODS, Brit. Lamellibranchia, Bd. II, 1904—13, Palaeont. Society, S. 235, Taf. 38, Fig. 19—20.

Das Dortmunder Museum besitzt von dieser Art eine Röhre, von Obereving stammend. Leider ist bisher keine Schale gefunden worden, so daß über die Gattung nichts Bestimmtes ausgesagt werden kann.

*Pholadomya decussata* MANTELL spec.

*Cardium decussatum* MANTELL, Geol. of Sussex, 1822, S. 126, Taf. 25, Fig. 3.

SOWERBY, Min. Conch., Bd. VI, 1829, S. 99, Taf. 552, Fig. 1.

GOLDFUSS, Petr. Germaniae, Bd. II, 1834—40, S. 222, Taf. 145,

Fig. 2.

*Pholadomya decussata* REUSS, Böhm. Kreideformation, 1846, S. 17, Taf. 2.

MOESCH, Monographie d. Pholadomyen, 1873, S. 107, Taf. 32, Fig. 5—6.

HOLZAPFEL, Aachener Kreide, Palaeont., Bd. 35, 1888—89, S. 154, Taf. 14, Fig. 3—4.

MÜLLER, Untersönen von Braunschweig und Ilsede, Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1898, Heft 25, S. 74, Taf. 10, Fig. 3.

WOODS, Brit. Lamellibranchia, Bd. II, 1904—13, Palaeont. Society, S. 250, Taf. 41, Fig. 7—9, Taf. 42, Fig. 1.

• Ein ziemlich gut erhaltenes Exemplar von Derne zeigt eine große Übereinstimmung mit den von GOLDFUSS, G. MÜLLER usw. gegebenen Abbildungen.

Gastropoda.

*Pleurotomaria plana* MÜNSTER.

*Pleurotomaria plana* MÜNSTER bei GOLDFUSS, Petr. Germaniae, Bd. III, 1844, S. 76, Taf. 187, Fig. 4.

HOLZAPFEL, Aachener Kreide, 1887, Palaeont., Bd. 34, S. 176, Taf. 20, Fig. 5.

G. MÜLLER, Untersönen von Braunschweig und Ilsede, 1898, Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., Heft 25, S. 85, Taf. 12, Fig. 3—4.

Zu dieser Art stelle ich ein etwas verdrücktes Exemplar von Obereving, dessen Ähnlichkeit besonders mit dem von G. MÜLLER und HOLZAPFEL gegebenen Abbildungen auffällt.

*Turbo cf. Nilssoni* MÜNSTER spec.

*Trochus Nilssoni* MÜNSTER bei GOLDFUSS, Petr. Germaniae, Bd. III, 1844, S. 58, Taf. 181, Fig. 6.

G. MÜLLER, Kreide nördl. Harzrand, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1887, S. 138.

*Turbo Nilssoni* G. MÜLLER, Untersönen von Braunschweig und Ilsede, 1898, Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., Heft 25, S. 87, Taf. 12, Fig. 13, 14, 17—18.

Je ein Exemplar von Derne und Obereving erinnert in der Gestalt und Skulptur der Schale an die von MÜLLER und GOLDFUSS veröffentlichte Abbildung. Das Material in dessen genügt mir noch nicht zu einer ausreichenden Bestimmung.

*Turritella* spec.

Einige nicht genauer bestimmbare Stücke von Derne und Obereving gehören zu dieser Gattung.

*Cerithium spec.*

Ein schlechtes, nicht näher bestimmbares Stück von *Cerithium* wurde bei Derne gefunden.

*Aporrhais spec.*

Ein schlecht erhaltenes Exemplar von Derne stelle ich in diese Gattung.

*Voluta (Volutilithes) canalifera* FAVR. spec.

*Fusus canalifer* FAVRE, Lemberg 1869, S. 85, Taf. 10, Fig. 11.

*Voluta canalifera* G. MÜLLER, Braunschweig u. Ilse, 1898, Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., Heft 25, S. 124, Taf. 16, Fig. 13, 14.

Je ein Exemplar dieser leicht kenntlichen Art fand sich bei Obereving und Derne. Ersteres befindet sich im Naturwissenschaftlichen Museum von Dortmund, letzteres in der Sammlung des Herrn WOERMANN in Dortmund.

**Cephalopoda.**

*Nautilus leiotropis* SCHLÜTER.

*Nautilus leiotropis* SCHLÜTER, Paleont., Bd. XXIV, 1876—77, S. 175, Taf. 48, Fig. 1—2.

MÜLLER, Kreide am nördlichen Harzrand, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1887, S. 445.

Der glatte Kiel des mit Rippen bedeckten Gehäuses ist sehr charakteristisch. Bei Obereving wurde ein Exemplar gefunden, das sicher zu dieser Art gehört. SCHLÜTERS Exemplar stammt ebenfalls aus dem Emscher.

*Baculites spec.*

Nur schlecht erhaltene Stücke liegen von Obereving vor; Skulptur ist nicht zu erkennen; die Exemplare sind vollständig glatt, ebenfalls ist die Sutura der Kammerscheidewände nicht zu sehen. In der äußeren Form und Größe stimmen sie am besten mit den bei SCHLÜTER abgebildeten Exemplaren von *Bac. vertebralis* überein. Indessen stammen SCHLÜTERS Stücke aus dem Obersenon, und ich wage nicht, lediglich auf Grund der äußeren Ähnlichkeit die Form aus dem Emscher mit dieser zu identifizieren. Hoffentlich bringt bald neues Material Klärung über diese Frage. WEGNER (Granulatenkreide), diese Zeitschr., Bd. 57, 1905, gibt die Art aus dem Untersenon nicht an.

*Hauericeras pseudogardeni* SCHLÜTER spec.

*Ammonites pseudogardeni* SCHLÜTER, Cephalopoden, Palaeontogr., Bd. XXI, 1871—72, S. 54, Taf. 16, Fig. 3—6.

*Hauericeras pseudogardeni* GROSSOUVRE, Les Ammonites de la craie supérieure, 1894, S. 219.

G. MÜLLER, Untersönen von Braunschweig u. Ilsede, Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., Heft 47, 1906, S. 14, Taf. 4, Fig. 1—4, Taf. 8, Fig. 3.

WEGNER, Granulatenkreide, diese Zeitschr., 1905, Bd. 57, S. 207.

Die vortrefflichen Abbildungen SCHLÜTERS und MÜLLERS geben ein vorzügliches Bild dieser Art. Von Derne ist eine ganze Anzahl Stücke bekannt, die gut mit ihr übereinstimmen, daß ich an ihrem Vorkommen im oberen Emscher nicht mehr zweifle. Die Spezies war meines Wissens bisher nur aus dem Untersönen bekannt. Allerdings weist schon WEGNER (a. a. O.) auf die Möglichkeit des Vorkommens im oberen Emscher hin.

*Hauericeras cf. clypeale* SCHLÜTER spec.

*Ammonites clypealis* SCHLÜTER, Cephalopoden, Palaeontogr., Bd. XXI, 1871, S. 51, Taf. 15, Fig. 9—14.

*Hauericeras clypeale* WEGNER, Granulatenkreide, 1905, diese Zeitschr., Bd. 57, S. 207.

Die Art ist mit *Hauericeras pseudogardeni* nahe verwandt. Sie unterscheidet sich von ihr dadurch, daß die größte Breite in der Mitte liegt und nach dem Extern- und Intern-Teil sich eine deutliche Abdachung zeigt, während bei *Hauericeras pseudogardeni* beide Seiten beinahe flach sind; ferner fehlt meistens bei letzterer Art jede Skulptur. Von Derne liegen einige ziemlich gut erhaltene Stücke vor, die sehr wahrscheinlich zu dieser Art gerechnet werden müssen, wenn auch das Material noch nicht zu einer sicheren Bestimmung genügt.

*Pachydiscus cf. isculensis* REDTENBACHER spec.

*Ammonites isculensis* REDTENBACHER, Die Cephalopoden der Gosauschichten, Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., Wien 1873, Bd. V, S. 122, Taf. 29, Fig. 1.

*Pachydiscus isculensis* GROSSOUVRE, Les Ammonites de la craie supérieure, 1894, S. 185, Taf. 22, Fig. 2, Taf. 26, Fig. 1, Taf. 27, Fig. 1.

Nur schlecht erhaltene Stücke, die eine gewisse Ähnlichkeit mit obiger Art zeigen, stehen mir von Obereving zur Verfügung.

*Pachydiscus aff. Brandti* REDTENBACHER spec.

*Ammonites Brandti* REDTENBACHER, Cephalopoden der Gosauschichten, Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., Wien 1873, Bd. V, S. 106, Taf. 24, Fig. 1.



*Pachydiscus Brandti* GROSSOUVRE, Les Ammonites de la craie supérieure, 1894, S. 192, Taf. 23, Fig. 1—3, Taf. 30, Fig. 3.

Ein Stück von Derne erinnert in der Form und äußeren Gestalt an *P. Brandti*. Leider ist das Stück nur unvollständig und die Sutura überhaupt nicht erhalten.

*Pachydiscus* aff. *Levyi* GROSSOUVRE.

*Pachydiscus Levyi* GROSSOUVRE, Les Ammonites de la craie supérieure, 1894, S. 178, Taf. 21, Taf. 30, Fig. 1—2.

Bei Obereving wurde ein Ammonit gefunden, der aller Wahrscheinlichkeit nach mit *P. Levyi* zu identifizieren ist. Auf Grund des einen Stückes möchte ich jedoch dieses Exemplar nur mit Vorbehalt mit obiger Art vergleichen, zumal da GROSSOUVRE sie aus einem viel höheren Horizonte angibt.

*Gauthiericeras margae* SCHLÜTER spec.

*Ammonites margae* SCHLÜTER, Beiträge jüngster Ammonoiten in Norddeutschland, 1867, S. 29, Taf. 5, Fig. 2.

SCHLÜTER, Cephalopoden, Palaeontogr., Bd. XXI, 1872, S. 43, Taf. 12, Fig. 4.

REDTENBACHER, Cephalopoden der Gosauschichten, 1873, Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., Wien, Bd. V, S. 109, Taf. 25, Fig. 1.

*Gauthiericeras margae* GROSSOUVRE, Les Ammonites de la craie supérieure, 1894, S. 90, Taf. 15, Fig. 1—2.

Diese für den Emscher charakteristische Art fand sich in mehreren typischen Exemplaren bei Obereving.

*Mortoniceras texanum* ROEMER spec.

*Ammonites texanus* F. ROEMER, Texas mit besonderer Berücksichtigung usw., 1849, S. 417.

ROEMER, Kreidebildungen von Texas, 1852, S. 31, Taf. 3, Fig. 1.

SCHLÜTER, Cephalopoden, Palaeontogr., Bd. XXI, 1872, S. 41 z. T.

SCHLÜTER, Cephalopoden, Palaeontogr., Bd. XXIV, 1876, S. 155, Taf. 41, Fig. 1—2, Taf. 42, Fig. 1.

*Mortoniceras texanum* GROSSOUVRE, Les Ammonites de la craie supérieure, 1894, S. 80, Taf. 16, Fig. 2—4, Taf. 17, Fig. 1.

Mehrere Exemplare von Derne gehören unzweifelhaft zu dieser Art, die an den in regelmäßigen Abständen auftretenden 5 Knotenreihen leicht zu erkennen ist.

*Scaphites binodosus* A. ROEMER.

*Scaphites binodosus* A. ROEMER, Versteinerungen des Norddeutschen Kreidegebirges, 1841, S. 90, Taf. 13, Fig. 6.

GEINITZ, Quadersandsteingebirge, 1849, S. 116.

A. ROEMER, Quadratenkreide des Sudmerberges bei Goslar, Palaeontogr., Bd. 13, 1865, S. 167, Taf. 32, Fig. 9.

SCHLÜTER, Cephalopoden, Palaeontogr., Bd. 21, 1872, S. 79, Taf. 24, Fig. 4—6.

Bei Derne kommt häufig ein Scaphit vor — mindestens 10 Exemplare sind bisher gefunden worden —, der eine große Übereinstimmung mit dem *Sc. binodosus* aufweist. Ich habe ihn mit den bekannten Abbildungen SCHLÜTERS und ROEMERS und den in der Kgl. Geol. Landesanstalt befindlichen Stücken von *Sc. binodosus* von der klassischen Fundstelle bei Dülmen verglichen, die mich immer wieder zu dem Resultat geführt haben, daß an dem Vorkommen dieses Scaphiten bei Derne, mithin an seinem Vorhandensein im oberen Emscher, nicht gezweifelt werden kann. Bereits WEGNER (Zentralblatt f. Min. 1912, S. 500) hat die Art aus dem untersten Untersönen von Rapen und Henrichenburg angegeben und gezeigt, daß *Sc. binodosus* für das obere Untersönen als Leitfossil ein Wert nicht mehr zukommt. Daher dürfte dieser Fund aus dem Emscher von Derne nicht weiter überraschen, wo die obersten Schichten des Emschers aufgeschlossen sind und außerdem noch eine große Anzahl anderer, dem Untersönen angehöriger Typen vorkommen. Die Exemplare von *Sc. binodosus* bei Derne sind meist stark verdrückt. Die Größe schwankt innerhalb weiter Grenzen.

*Scaphites* cf. *Meslei* GROSSOUVRE.

*Scaphites Meslei* GROSSOUVRE, Les Amm. d. l. craie sup., 1894, S. 239, Taf. 32, Fig. 4—7.

Ein Exemplar von Obereving weist eine gewisse Ähnlichkeit mit *Sc. Meslei* auf. Genauerer wage ich auf Grund des einen nur mäßig erhaltenen Stückes nicht zu sagen.

*Turrilites plicatus* D'ORBIGNY.

*Turrilites plicatus* D'ORBIGNY, Paléon. française, terr. crét. I., 1846, S. 592, Taf. 143, Fig. 7—8.

SCHLÜTER, Cephalopoden, Palaeontogr., Bd. XXIV, 1876, S. 137, Taf. 36, Fig. 6—7.

Die von SCHLÜTER angegebenen Merkmale und Abbildungen passen sehr schön auf ein Exemplar von Derne. Die Rippen, deren jede mit drei kleinen Höckerchen geziert sind, sind gut erkennbar. SCHLÜTERS Exemplare stammen ebenfalls aus dem Emscher.

*Actinocamax westfalicus* SCHLÜTER.

*Actinocamax westfalicus* SCHLÜTER, Cephalopoden, Palaeontogr., Bd. XXIV, 1876, S. 188, Taf. 53, Fig. 10—19.

MOBERG, Cephalopoderna i Sveriges Kritsystem, II, 1884, S. 51, Taf. 5, Fig. 11—15, 19—23.

STOLLEY, Gliederung des norddeutsch. und baltisch. Senons usw., Arch. f. Anthropol. u. Geologie Schleswig-Holst., 1897, S. 276, Taf. 2, Fig. 1—16, Taf. 3, Fig. 1—6.

Einige Exemplare fanden sich bei Derne. Bei Obereving sind bisher keine Belemniten gefunden worden.

*Actinocamax granulatus* BLAINVILLE spec.

*Belemnites granulatus* BLAINVILLE, Mémoires sur le Bélemnites, 1827, S. 63, Taf. 1, Fig. 18.

*Actinocamax* cf. *granulatus* SCHLÜTER, Cephalopoden, Palaeontogr., Bd. XXIV, 1876, S. 198, Taf. 54, Fig. 14—15.

*Actinocamax granulatus* WEGNER, Granulatenkreide, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 57, 1905, S. 222 usw.

Mit *A. westfalicus* wurden bei Derne typische *A. granulatus* entdeckt, auch einige Zwischenformen liegen vor, die von WEGNER als *westfalicus-granulatus* bezeichnet wurden.

Eine Zusammenstellung der beiden Faunen und ein Vergleich mit der Granulatenkreide nach WEGNER ergibt folgendes Bild (s. S. 226).

Übersieht man das Fundortverzeichnis, so wird man über die starken Verschiedenheiten in der Fossilführung des Emschers in den höheren und tieferen Schichten erstaunt sein. Nur sehr wenige und verhältnismäßig unwichtige Arten sind bei Derne und Obereving gefunden worden. Bei dem erstgenannten Fundort ist die außerordentliche Häufigkeit des *In. involutus* bemerkenswert; über  $\frac{2}{3}$  sämtlicher Stücke von dort gehören dieser Art an. Demgegenüber treten die anderen Inoceramen und Ammoniten mehr in den Hintergrund. Relativ am häufigsten sind noch *In. Kleini*, *In. gibbosus* und *Gauthiericeras margae*. Bei Derne fehlen die genannten Arten bis jetzt vollständig. Dafür treten andere für den Emscher leitende Versteinerungen auf: *In. digitatus*, *A. westfalicus* und häufig *M. texanum*, die die stratigraphische Stellung dieser Schichten sicher festlegen. Zu bemerken ist, daß bei Obereving (also im unteren Emscher) und im Turon der westfälischen Kreide, vom Cuvieri bis zum Labiatus-Pläner einschließlich, meines Wissens Belemniten bisher noch nicht gefunden worden sind. Wenn auch das Material noch nicht umfangreich genug ist, und es noch eifriger Sammeltätigkeit bedarf, so glaube ich dennoch, daß im großen und ganzen diese Verschiedenheiten in der Fossilführung bestehen bleiben werden, mit anderen Worten, daß innerhalb relativ kurzer Zeit die Fauna des Emschers sich stark verändert hat. Es wäre erfreulich, wenn die weiteren Aufsammlungen noch mehr Anhaltspunkte zu einer genaueren Charakterisierung des Emschers ergeben würden.

	Emscher		Granu- laten- kreide nach WEGNER
	Ober- eving	Derne	
1. ? <i>Coscinopora</i> . . . . .	+		
2. <i>Echinocorys</i> . . . . .	+	+	
3. <i>Nucula</i> cf. <i>tenera</i> . . . . .	+		
4. <i>Gryphaea vesicularis</i> . . . . .		+	+
5. <i>Inoceramus involutus</i> . . . . .	+		
6. - <i>Kleini</i> . . . . .	+		
7. - <i>digitatus</i> . . . . .		+	
8. - cf. <i>cycloides</i> . . . . .	+		+
9. - <i>gibbosus</i> . . . . .	+	? +	
10. - <i>lobatus</i> . . . . .		+	+
11. <i>Turnus?</i> <i>Amphisbaena</i> . . . . .	+		
12. <i>Pholadomya decussata</i> . . . . .		+	
13. <i>Pleurotomaria plana</i> . . . . .	+		+
14. <i>Turbo Nilssoni</i> . . . . .	+	+	+
15. <i>Turitella</i> spec. . . . .	+	+	
16. <i>Cerithium</i> spec. . . . .		+	
17. <i>Aporrhais</i> spec. . . . .		+	
18. <i>Voluta canalifera</i> . . . . .	+	+	
19. <i>Nautilus leiotropis</i> . . . . .	+		
20. <i>Baculites</i> spec. . . . .	+		
21. <i>Hauericeras pseudogardeni</i> . . . . .		+	+
22. - cf. <i>chypeale</i> . . . . .		+	+
23. <i>Pachydiscus</i> cf. <i>isculensis</i> . . . . .	+		
24. - ? <i>Levyi</i> . . . . .	+		
25. - ? <i>Brandti</i> . . . . .		+	
26. <i>Gauthiericeras margae</i> . . . . .	+		
27. <i>Mortoniceras texanum</i> . . . . .		+	+
28. <i>Scaphites binodosus</i> . . . . .		+	+
29. - cf. <i>Meslei</i> . . . . .	+		
30. <i>Turrilites plicatus</i> . . . . .		+	
31. <i>Actinocamax westfalicus</i> . . . . .		+	
32. - <i>granulatus</i> . . . . .		+	+

Bereits von G. MÜLLER (diese Zeitschr., Bd. 52, 1900, S. 38 und 39) wurde der Emscher in 4 Horizonte gegliedert. Er unterscheidet, von unten angefangen, die Zone des *In. Koeneni*, des *In. involutus*, des *In. digitatus* und des *In. Haenleini*. Ob diese Einteilung durch die neuen Funde bestätigt wird, wage ich noch nicht zu entscheiden. Es scheint, als ob das jüngste Glied, die Zone des *In. Haenleini*, bereits dem Untersenen zugezählt werden muß. Wenigstens sind mir aus typischen Schichten des Emschers keine *In. Haenleini* bekannt geworden; dagegen finden sich dieselben nicht selten im Recklinghäuser Sandmergel bei Recklinghausen. In den grundlegenden Ansichten möchte ich MÜLLER recht

geben. Die Zone des *In. involutus* und des *In. digitatus* sind scharf voneinander zu trennen; ersterer ist für die tieferen Schichten des Emschers, letzterer für die höheren charakteristisch. In der Frage der begleitenden Versteinerungen bin ich allerdings anderer Ansicht als MUELLER. *Gauthiericeras margae*, der nach MUELLERS Ansicht in der Zone des *In. digitatus* vorkommt, ist bei Obereving in verschiedenen Exemplaren mit dem *In. involutus* zusammen gefunden worden. Was die Zone des *In. Koeneni* anbelangt, so scheint es, daß diese bei Obereving noch nicht aufgeschlossen ist. Typische *In. Koeneni*, wie sie in der Kreide am Nordrand des Harzes so häufig sind, habe ich überhaupt noch nicht im westfälischen Emscher gesehen. Es liegen demnach bei Obereving und Derne zwei Stufen des Emschers vor: 1. die Zone des *In. involutus*, 2. die Zone des *In. digitatus*. Für die erste Zone würden als charakteristisch noch anzusehen sein: *In. Kleini* und für die zweite: *M. texanum*, *Actinocamax westfalicus* und außerdem untersenone Typen, die um so mehr zunehmen, je höhere Schichten des Emschers angetroffen werden. Ich hoffe bald, wenn weitere Aufsammlungen vorliegen, Genaueres über die Gliederung des Emschers mitteilen zu können.

## 14. Zur Klärung tektonischer Grundbegriffe.

Eine Entgegnung auf STILLES „Saxonische Faltung“. <sup>1)</sup>

Von Herrn R. LACHMANN.

(Mit 5 Textfiguren)

Breslau, im März 1914.

### I.

Die Mitglieder unserer Gesellschaft, welche sich am 8. August 1912 in Greifswald versammelten, waren zu einer Diskussion über die Tektonik Norddeutschlands auf Grund eines von Herrn TORNQUIST gegebenen Referates eingeladen worden. Der Referent bekannte sich <sup>2)</sup> durch die von STILLE und anderen gegebenen Profile von einer Faltung des nord-

<sup>1)</sup> Diese Monatsber. 65, 1913, S. 575—593.

<sup>2)</sup> Diese Monatsber. 64, 1912, S. 469f.

deutschen Mesozoikums für überzeugt. Im Gegensatz dazu haben sämtliche sechs Diskussionsredner (die Herren POMPECKJ, JAEKEL, FRECH, DEECKE und BÄRTLING außer mir) die STILLESche Ansicht von einer postpaläozoischen Faltung des deutschen Bodens angegriffen, und Herr FRECH war deshalb in seinem Schlußwort als Vorsitzender wohl berechtigt, eine Konstatierung dieser Übereinstimmung vorzunehmen. Von einer Resolution in Form eines wissenschaftlichen Ketzengerichts, die STILLE uns jetzt zuschreibt, war gar keine Rede.

In meinem Vortrag habe ich damals die Bedeutung STILLES als Aufnahmegeolog unter Hinweis auf eigene Begehungen in seinem Gebiete ausdrücklich anerkannt. STILLE hat aber — und in dieser Ansicht werde ich durch das Studium seiner „Antwort“ bestärkt — in seinen zusammenfassenden Schriften, namentlich seit 1909, eine wenig glückliche Hand gehabt.

Man findet nämlich in seinen Arbeiten die tektonischen Grundbegriffe, z. B. Faltung, Senkung und Zerrung, nicht mit der notwendigen begrifflichen Schärfe angewandt.

Man findet zweitens geologische Hypothesen, vor allem die Kontraktionstheorie, zu Deduktionen auf bestimmte Verhältnisse des deutschen Bodens ausgewertet, während sie in der Tat doch nur Hilfsschemata sind, deren Berechtigung wir bestreiten, und aus denen für einzelne Gebiete bestimmte Folgerungen abzuleiten durchaus mißbräuchlich ist.

STILLE hat drittens seine tektonische Auffassung über Norddeutschland auf dem Gegensatz zwischen „orogenetischen“ und „epeirogenetischen“ Phasen aufgebaut, obwohl es nach den bis heute vorliegenden Tatsachen wahrscheinlicher ist, daß die Bruchbildung auch während den Sedimentationsperioden gedauert hat. Wir können also dieser Bezeichnungen, an welche sich die STILLESchen „Evolutionen und Revolutionen“ sowie neuerdings „Undationen und Undulationen“ anschließen, um so eher entraten, als die ursprüngliche Bedeutung von „orogenic“ und „epeirogenic movements“ bei GILBERT sich nicht auf zeitliche Phasen, sondern auf regionale Verschiedenheiten bezog.<sup>1)</sup>

Um nun an dieser Stelle nicht nur Kritik zu üben und um andererseits den für eine Polemik gebotenen Raum nicht zu überschreiten, soll heute nur auf den ersten der gegen STILLE erhobenen Vorwürfe eingegangen werden, daß er nämlich in den tektonischen Grundbegriffen keine Akribie walten läßt.

---

<sup>1)</sup> Ebenso bei CHAMBERLIN and SALISBURY, *Geology*, I, S. 537ff. und HAUG, *Traité de Géologie*, 1911, I, S. 507ff.

Ich tue dies trotzdem, oder vielmehr, weil mein Gegner mir den Rat erteilt hat, mit diesen Dingen „zu Hause zu bleiben“.

## II.

Zunächst das Tatsächliche.

STILLE geht in der „Saxonischen Faltung“ von den Verhältnissen der Störungsgebiete am Nordostrand der rheinischen Masse, seinen sogenannten Eggefalten, aus. Dieses der rheinischen Masse gegenüber als Nordgebiet zu bezeichnende Vorland ist im Ausgange der Jurazeit nach Ansicht STILLES in einer orogenetischen Phase gegenüber dem südlichen Horstland gehoben worden. Folglich, so argumentiert STILLE, bestand das Wesen der saxonischen Gebirgsbildung in einer Faltung.

Dagegen läßt sich einwenden:

„Die auf den ersten Blick etwas auffällige Tatsache, daß gerade damals in dem „gesunkenen“ Nordgebiete . . . allmählich eine Aussüßung des Jurameeres erfolgte, die in den Brackwasserbildungen des obersten Jura und den limnischen des Wealden ihren Ausdruck findet, ist wohl so zu erklären, daß die Senkung eben keine absolute, sondern nur eine relative gegenüber dem Südgebiete in dem Sinne war, daß beide Gebiete gegenüber der Wasserbedeckung eine relative Hebung erfuhren, deren Ausmaß im nördlichen aber über 1000 m geringer war als im südlichen.“

STILLE wird diese Argumentation, mit welcher der einzige Einwand widerlegt ist, welchen er bis heute gegen meine Vorstellung von Vertikalbewegungen erhoben hat, um so eher anerkennen müssen, als dieselbe wörtlich seiner eigenen Abhandlung „Zur Kenntnis der Dislokation usw. Westfalens“<sup>1)</sup> entnommen ist. Ferner erinnere ich daran, daß STILLE in den Erläuterungen zur Lieferung 147 der geologischen Karte von Preußen<sup>2)</sup> von einer gleichzeitigen Heraushebung der Bruchstufen der rheinischen Masse und der „Achsen“ des Eggegebirges gesprochen hatte.

Welche seither gemachten Beobachtungen veranlassen ihn nun, neuerdings lokale Erhebungen der Eggekette zur jüngeren Jurazeit gegen mich ins Feld zu führen?

---

<sup>1)</sup> Jahrbuch der Landesanstalt 1905, Bd. XXVI, S. 111f. — STILLES heute lokal gehobene „Eggefalten“ spielten damals (1905) die Rolle einer Absenkungszone zwischen Nord- und Südgebiet, a. a. O., S. 124.

<sup>2)</sup> Erläuterungen zu Blatt Peckelsheim, S. 62.

Sollte STILLE nun den Versuch machen, zugunsten der gegenwärtigen Polemik seine früheren Feldesbeobachtungen zu desavouieren, so möchte ich noch zu bedenken geben, daß die Neokom-Transgression zwar die Bruchstufen in der Egge (STILLES „Falten“) eingeebnet hat, nach seinen eigenen Angaben aber an der Grenze gegen die rheinische Masse in der Gegend des Borlinghäuser Abbruchs Halt gemacht hat.

Es besteht deshalb STILLES frühere, auf wirklichen Beobachtungen fußende Ansicht zu Recht, daß nämlich auch im Ausgang der Jurazeit die rheinische Kontinentalschwelle gegenüber dem eingesedimentierten und in Bruchstreifen emporgehobenen Nordland ihre domizierende Stellung beibehalten hat.

### III.

Um aber vom Tatsächlichen auf die theoretischen Grundlagen überzugehen:

Ist der von STILLE erhobene Einwand, daß nämlich gewisse tektonische Störungszonen der saxonischen Gebirgsbildung sich relativ gehoben haben, überhaupt als Einwand gegen die Vorstellung von Vertikalbewegungen zugunsten der Faltungs-idee zu betrachten? Ganz gewiß nicht.

STILLE bekennt sich als Anhänger der Kontraktions-theorie<sup>1)</sup>. Die tektonische Gestaltung des norddeutschen Untergrundes ist nach ihm das Ergebnis einer episodischen Steigerung des Tangentialdruckes<sup>2)</sup>.

Nach der von mir vertretenen Anschauung „kann die geologische Bildung von Mittel- und Norddeutschland, die paläozoischen Gebirgskerne ausgenommen, nur unter der Annahme ausschließlich aufwärts und abwärts wirkender, also vertikaler Kräfte interpretiert werden“<sup>3)</sup>.

Hierin kommt der Gegensatz der Faltungs- und der Senkungs-(Hebungs-)theorie mit genügender Klarheit zum Ausdruck. — Welches ist nun der prinzipielle Unterschied zwischen Faltung und differenzieller Senkung? Er besteht doch unzweideutig darin, daß im ersteren Falle horizontale Druckkräfte die tektonische Deformation veranlassen und das gesamte Faltungsfeld beherrschen, während im Gegensatz dazu bei der Senkung nur gelegentliche Verklemmungen zwischen abwärts oder

<sup>1)</sup> Die Faltung des deutschen Bodens. Kali 1911, S. 6 des Separatums.

<sup>2)</sup> Die kimmerische (vorcretacische) Phase der saxonischen Faltung des deutschen Bodens. Geologische Rundschau, Bd. IV, Heft 5 und 6, S. 367, 1913.

<sup>3)</sup> Der Salzauftrieb. I. Kali 1910, S. 84 des Separatums.



aufwärts gehenden Schollen einen horizontalen Druck ins Spiel bringen; das von vertikalen Kräften erzeugte Deformationsfeld wird aber als ganzes keine durchgehenden Einwirkungen der horizontalen Druckkraft zu erkennen geben.

Wenn wir nun nach wissenschaftlichen Kriterien suchen, welche uns bei der Definition derartiger tektonischer Grundbegriffe leiten sollen, so müssen wir uns an die Elastizitätstheorie in der Mechanik wenden, bei welcher sich die Deformationserscheinungen, die starre und elastische Körper unter dem Einfluß vertikaler und horizontaler Kräfte erleiden, mathematisch definiert vorfinden. Die Geologie muß sich daran gewöhnen, unter „Faltung“ ein wohl definierbares Phänomen der mechanischen Elastizitätslehre zu verstehen, nicht etwa nur die Tatsache, daß eine Schicht herauf- und heruntergeht. Es ist unzulässig, wie es in unkritischen geologischen Darstellungen nur zu oft geschieht, jede Dislokation, unbekümmert um ihren mechanischen Charakter, einfach mit einer „Faltung“ in Zusammenhang zu bringen, weil sich dabei die begrifflichen Grundlagen der beschreibenden Tektonik, die Kategorien Faltung, Sättel, Mulden, Flexuren usw., zu leeren morphologischen Bezeichnungen verflüchtigen.

Die Faltung ist nun mechanisch zu charakterisieren als dasjenige Bild, welches eine horizontalwirkende Kraft von gewisser Mindeststärke auf einer elastischen Schicht hervorruft.

Über das so definierte mechanische Problem liegt eine besondere Abhandlung des bekannten Physikers SMOLUCHOWSKI vor, auf die ich früher in einer besonderen Arbeit hingewiesen habe<sup>1)</sup>.

SMOLUCHOWSKI weist zunächst nach, daß das Problem stabiler Falten nicht durchaus identisch ist mit dem Problem der Biegung eines Stabes in wagerechter Lage. Bekanntlich kann die Formänderung eines solchen Stabes, wenn er einem in der Richtung seiner Längsachse wirkenden Druck unterliegt, nach der EULERSchen Knickformel behandelt werden. Falls der Druck einen gewissen Grenzwert, den „Knickungsdruck“, überschreitet, nimmt der Stab die Gestalt einer Sinuswellenlinie an. Ließe sich diese Erfahrung auf die Bildung von Faltengebirgen übertragen, so müßte das Idealprofil durch ein Faltengebirge eine Reihe von Sätteln und Mulden aufweisen,

---

<sup>1)</sup> Über ein gewisses Stabilitätsproblem der Elastizitätslehre und dessen Beziehung zur Entstehung von Faltengebirgen. Bull. Ac. Cracovie, Juni 1909. — Das Faltungsproblem des westfälischen Steinkohlengebirges. Glückauf 1910, Nr. 43.

die sich nach Art der aus der Akustik bekannten Schwingungskurven aneinanderreihen. Dieses Bild ist für die geologische Betrachtung ja sehr naheliegend, die Mechanik aber widerspricht dieser Anwendung, indem sie nachweist, daß sich eine größere Anzahl von derart gebauten Parallelfalten in labilem Gleichgewicht befindet, daher in Wirklichkeit nicht vorkommen kann.

Um nun zu einer einwandfreien mechanischen Behandlung zu gelangen, setzt SMOLUCHOWSKI voraus, daß sich die Faltung der Erdrinde in gleicher Weise vollzieht wie die einer elastischen Platte auf flüssiger Grundlage.

Unter diesen, vom geologischen Standpunkte aus mit gewissen Kautelen als zulässig zu betrachtenden Voraussetzungen ergibt die mathematische Analyse, daß stabile Falten in Platten, die durch horizontalen Druck beansprucht sind, entstehen müssen, sobald der Druck den Wert erreicht:

$$P = 2 \sqrt{D \cdot \rho \cdot g},$$

wobei  $\rho$  die Dichte,  $g$  die Beschleunigung der Schwere und  $D$  einen Ausdruck bedeutet, den man „Steifheitsmodul“ nennen könnte, und der sich darstellt in dem Quotienten

$$\frac{E \cdot h^3}{12(1-\mu)^2}.$$

Darin ist  $E$  der Elastizitätsmodul,  $h$  die Dicke und  $\mu$  die Elastizitätszahl der sich faltenden Platte. Die erzielte stabile Wellenkurve weicht praktisch nicht erheblich von der Sinuslinie ab, und ihre Wellenlänge wird ausgedrückt durch die Gleichung:

$$\lambda = 2\pi \sqrt[4]{\frac{D}{\rho \cdot g}}.$$



Fig. 1.

Profil mechanisch stabiler Falten. Nach SMOLUCHOWSKI.

In Fig. 1 sehen wir das Profil derartiger SMOLUCHOWSKI-scher Faltungskurven. Fig. 2 zeigt einen Schnitt durch die „Eggefalten“ nach STILLE. Fig. 3 endlich gibt einen Ausschnitt aus Aachener Steinkohlenbecken wieder als Bild einer allgemein anerkannten Faltung. Die Übereinstimmung von 1

und 3, die Verschiedenheit von 1 und 2 kann wohl nicht auffallender gedacht werden.

Was uns bei den SMOLUCHOWSKischen Formeln am meisten interessiert, ist die mechanische Tatsache, daß die Breite einer Falte, abgesehen von gewissen Konstanten der Schwerkraft und der Elastizität des zu faltenden Materials, abhängig ist lediglich von der Mächtigkeit der Faltungsmasse. Man kommt bei den mesozoisch-känozoischen Sedimenten Norddeutschlands unter Anwendung obiger Formeln auf eine mechanisch notwendige Faltungsamplitude von etwa 20 km.

Damit vergleiche man nun den unregelmäßig gewundenen Verlauf der Achsen in Egge und Osning bei STILLE, die in ihrer Entfernung auch ohne Scharung zwischen 0,6 und 6 km variieren (Fig. 4 u. 5). Man überlege sich ferner, daß auf dem Bild, welches STILLES „mitteldeutsche Rahmenfaltung“<sup>1)</sup> begleitet, die Antiklinalen in Mitteldeutschland im Thüringischen Becken weit auseinanderliegen und im subherzynischen Becken mit seinen mächtigen Sedimenten eng liegen. Die Mechanik der Faltung verlangt das gerade Gegenteil. In den 1—2 km mächtigen Triassedimenten der Festlandsschwelle hätten bei einer wirklichen Faltung dicht gedrängte Faltwellen oder schuppenförmig gereichte Überschiebungen entstehen müssen, während in der Geosynklinale des niederdeutschen Beckens mit seinen bis über 5 km mächtigen Sedimenten eine weitmaschige Faltung sich vorfinden müßte.

#### IV.

SMOLUCHOWSKI hat in der zitierten Abhandlung ferner nachgewiesen, daß stabile Falten in einem horizontalen Schichtenpaket nur entstehen können, falls der Gebirgsdruck einen gewissen Grenzwert  $P$  erreicht (s. o.), welcher außer von Erdkonstanten lediglich abhängig ist von der inneren Festigkeit und der Dicke der gefalteten Schichtengruppe. Wird dieser Grenzwert nicht erreicht, so tritt bei horizontalen Komplexen Zertrümmerung nach Überschiebungsflächen ein<sup>2)</sup>, während eine Faltung auch bei erheblich geringeren Drucken möglich ist, sofern die Schichten vor dem Einsetzen des Gebirgsdrucks

<sup>1)</sup> III. Jahresber. d. niedersächsischen geologischen Vereins 1910, Tafel V.

<sup>2)</sup> Ein Fall, welcher im westfälischen Carbon seine Verwirklichung gefunden hat. Vgl. LACHMANN, Das Faltungsproblem des westfälischen Steinkohlengebirges. Glückauf 1910, S. 1694 f.

w.

 $\dot{Q}$ 

Fig. 2a.

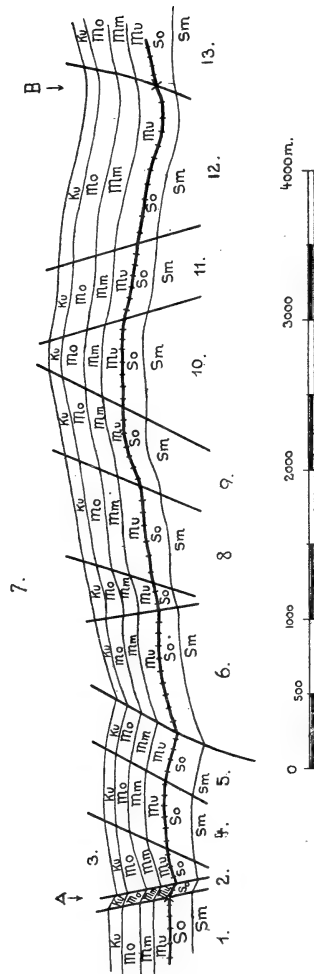


Fig. 2.

Fig. 2.

Ausschnitt aus einem Profil durch die Egge südlich Driburg. Nach STULLE 1907. Es ist kein Faltenprofil, sondern im Gegenteil ein typisches Schollengebirgs-Bruchbild. Zum Beweise dient

Fig. 2a.

Die einzeln nummerierten Schollen sind an den Verwerfungsflächen unter Benutzung der Grenzfläche Röt-Muschelkalk als Leitlinie zur Deckung zurückgeschoben. Punkt *A* und *B* im Profil werden durch dieses Verfahren einander derart genähert, daß selbst unter Berücksichtigung der Abweichung der Leitlinie aus der Horizontalen die beiden Punkte *A* und *B*, welche vor der Dislokation etwa 6 km auseinandergelegen haben, heute um nicht weniger als 400 m auseinandergerückt sein müssen. STILLES „Faltung“ unter Horizontaldruck müßte also eine Zerrung von 6,6 Proz. in horizontaler Richtung bewirkt haben.

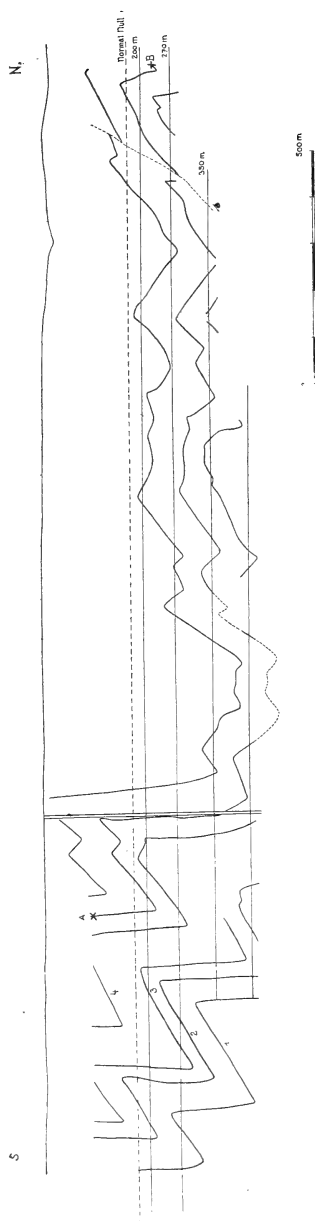


Fig. 3.

Profil durch den Schacht der Grube Gouley im Aachener Steinkohlenrevier. Als Bild einer normalen Faltung. Man beachte die Geradlinigkeit der Faltungsflanken, welche vielleicht durch die Ausplättung höherer Überschiebungen verschärft worden ist. Flözbezeichnung: 1 Merl; 2 Kleinathwerk; 3 Rauschenwerk; 4 Furth; 5 Meister; 6 Großlangenbergr. s bedeutet Überschiebung (Schaufelfläche). Punkt A und B in Flöz Meister haben vor der Faltung 2,8 km horizontal auseinander gelegen, heute beträgt der wagerechte Abstand 1,8 km. Die Kontraktion beträgt also nicht weniger als 35 Proz.

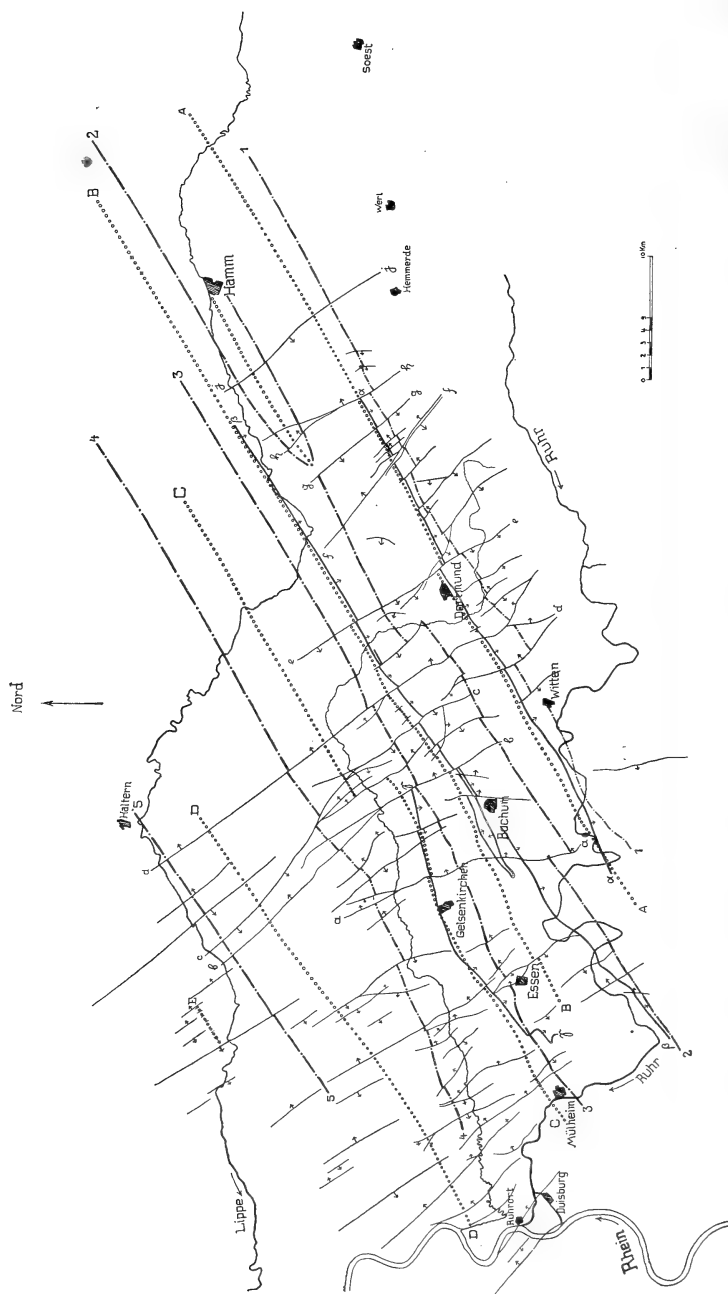


Fig. 4. (Erklärung siehe nebenstehend.)

bereits geneigt waren. Eine solche Neigung in der Unterlage bildet sich nun in den tieferen Schichten am Rande einer jeden Geosynklinale aus, wie man sich leicht überlegen kann. Denn da jede Sedimentdecke gegen den Uferrand des Beckens auskeilt, so muß jede neue Schicht die ursprüngliche Neigung der ältesten Schicht um einen entsprechenden Betrag vergrößern.

Ist nun die Verfestigung in den unteren Schichten so weit fortgeschritten, daß sie die oberen als Gewölbe zu tragen imstande sind — ein Zustand, welchen WILLIS mit dem Ausdruck „competent structure“<sup>1)</sup> bezeichnet —, so bewirkt der seitliche Druck den Zusammentritt der Sedimente in der Geosynklinale zu einem Faltenkomplex unter Benutzung der präexistierenden Unebenheiten des Bodens. Aus einer Geosynklinale wird, wie WILLIS zeigt, ein Synklinorium.

Damit ist nicht gesagt, daß eine jede Geosynklinale notwendig Trägerin von Faltungen werden muß. Die größte Geosynklinale, welche, soweit ich sehe, zurzeit auf der Erde vorhanden ist, nämlich das Mississippibecken mit Einschluß des mexikanischen Golfes, eine bereits seit mindestens der Kreidezeit existierende Geosynklinale, ist beispielsweise niemals

<sup>1)</sup> BAILEY WILLIS, *Mechanics of Appalachian Structure*. U. St. Geol. Surv. 1893, S. 250. EDUARD SUESS hat irrthümlicherweise in „Zerlegung der gebirgsbildenden Kraft“, Wiener Geol. Ges. 1913, S. 21, VAN HISE als Autor des Kompetenzbegriffes namhaft gemacht.

Fig. 4.

Verlauf der Haupt-Sättel und Haupt-Mulden im rheinisch-westfälischen Steinkohlen-Faltungsfeld. Nach KUKUK 1910. Bemerkenswert ist der geradlinig-parallele Verlauf der nur an den Querstörungen versetzten Faltenachsen. Das ist die grundrißliche Erscheinung einer wirklichen Faltung.

Faltungsachsen:

- |                   |                                    |
|-------------------|------------------------------------|
| 1 Wittener Mulde. | A Stockumer Sattel.                |
| 2 Bochumer Mulde. | B Wattenscheider Sattel.           |
| 3 Essener Mulde.  | C Gelsenkirchener Sattel.          |
| 4 Emscher-Mulde.  | D Zweckel-Augusta-Viktoria-Sattel. |
| 5 Lippe-Mulde.    | E Dorstener Sattel.                |

Querstörungen:

- |                                 |                                |
|---------------------------------|--------------------------------|
| a Primus                        | e Bickfelder Störung (Quintus) |
| b Herner Störung (Secundus)     | f Courler Störung              |
| c Blumenthaler Hauptverwerfung  | g Unnaer Störung               |
| (Tertius)                       | h Königsborner Störung         |
| d Kirchlinger Störung (Quartus) | j Fliericher Störung           |

Überschiebungen:

- α Hattinger Überschiebung (Satanella)  
 β Sutan  
 γ Gelsenkirchener Überschiebung

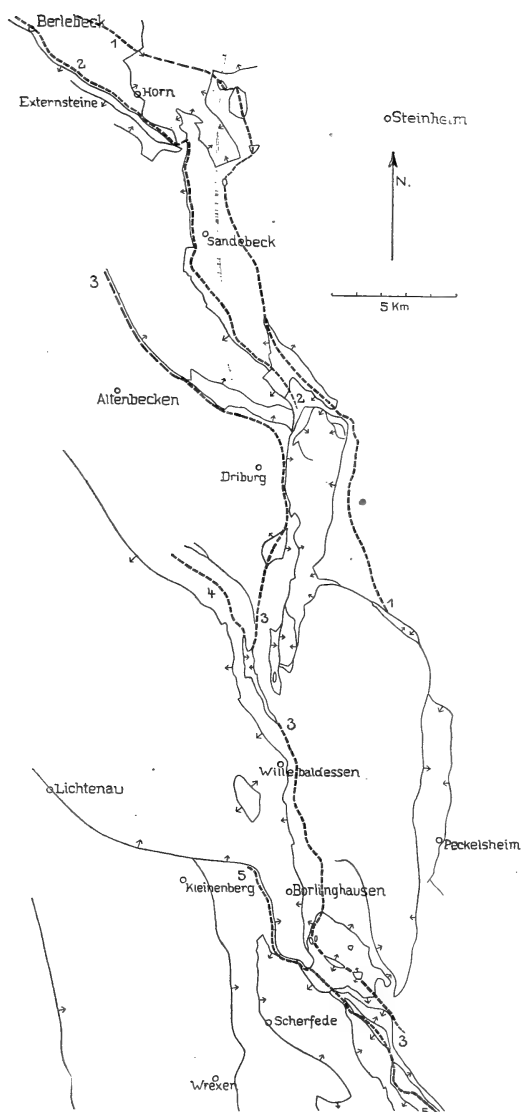


Fig. 5.

Verlauf der Hauptbrüche und „Faltungsachsen“ (— — — — —) in der Egge. Nach STILLE 1907.

- 1 Osning-Achse
- 2 Berlebecker Achse
- 3 Driburger Achse
- 4 Netheberg-Achse
- 5 Warburger Achse

Man beachte den gewunden-unregelmäßigen Verlauf der angeblichen Faltung und ihre Abhängigkeit von den Bruchlinien in Richtung und Entstehung. Die „Achsen“ STILLES sind willkürlich kombinierte Hochlinien auf nord- bis nordwest-gestreckten Bruchstreifen.



gefaltet worden, und ebensowenig der gewaltige Sedimentationsraum des Coloradoplateaus, der seinerseits vielleicht die größte Geosynklinale des Archaicums und Palaeozoicums repräsentiert.

Für Geosynklinalen mit ungebrochenem Uferrand ist also die Bildung der Faltenwellen notwendig parallel der Uferlinie aus mechanischen wie geologischen Gründen festgelegt. Es wäre also zu erwarten, daß sie in Norddeutschland parallel dem niedersächsischen Uferrand, also ostwest, nicht „herzynisch“ verlaufen. Freilich sind dabei die südlich gelegenen Horste im Wege. Da aber die Bildungsverhältnisse der niederdeutschen Geosynklinale und die Lage der Horste bekannt sind, so kann man sich unschwer ausmalen, wie in Analogie mit Beispielen eines unzweifelhaften Faltengebirges eine Faltung auf deutschem Boden in Wirklichkeit hätte aussehen müssen. — Es fehlt unter den Sedimenten Norddeutschlands durchaus nicht an Schichtenpaketen, welche „competent structure“ besitzen, um Träger einer Gebirgsfaltung zu werden. Ich denke hauptsächlich an die mächtig entwickelten Kalke und Mergel der oberen Kreide und an den Muschelkalk, welche sowohl ihrer eigenen Beschaffenheit wie ihrer Bedeckung nach zu einer Faltung weit geeigneter sind als z. B. die Faltungsträger des Schweizer Kettenjuras.

Es würden sich also in der norddeutschen Tiefebene eine Reihe von ostweststreichenden Gebirgsketten mit leichter Konvexität gegen die Konturen der rheinischen Masse, also gegen SW, aufbauen, deren Faltenabstand sich nach der SMOLUCHOWSKISCHEN Formel, wie gesagt, auf etwa 20 km abschätzen ließe.

Mit der Annäherung an den „niedersächsischen Uferrand“ würden die Falten enger werden und in der Senke zwischen rheinischer Masse und Harz eine Virgation nach S, zwischen Harz und Flechtinger Höhenzug eine solche nach SO erfahren. Daran würden sich einerseits in der Breite des Sollings, andererseits auf der heutigen Keuperplatte von Oschersleben—Halberstadt ein Gürtel von schuppenartigen Überschiebungen im Muschelkalk anschließen, welche aber das eigentliche Thüringer Hauptbecken, das schon seiner Seichtheit wegen durch eine Geosynklinalfaltung nicht betroffen werden kann, unberührt lassen würde. Es würde sich also eine ungestörte Tafel, entsprechend dem Tafeljura am Südrande des Schwarzwaldes, ausbilden.

Aus den Horstbrüchen und Flexuren, welche Harz, rheinische Masse und Flechtinger Höhenzug begrenzen, würden mächtige horizontale Blattverschiebungen werden, deren Spuren weit gegen N und NW in das Tiefland zu verfolgen wären.

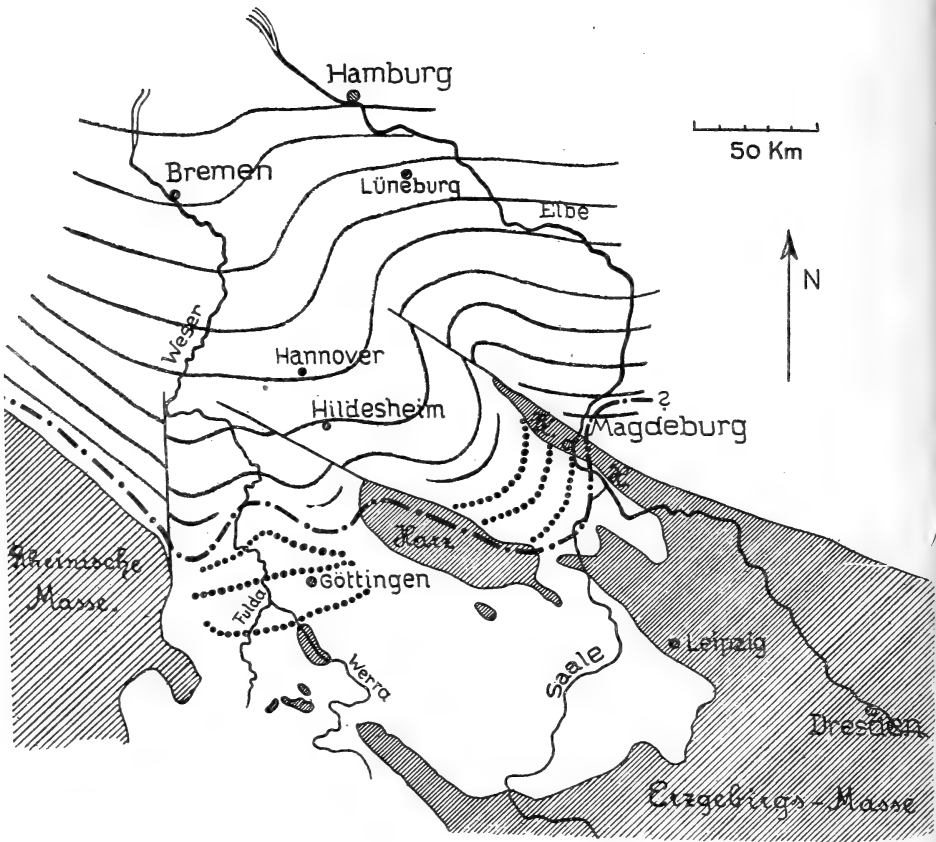


Fig. 6.

Hypothetischer Verlauf einer gegenüber den mitteldeutschen Horsten (schraffiert) in Virgation auseinander tretenden echten Faltung im niederdeutschen Becken. Eine Analogie zu den Faltwellen des Jura gegenüber Schwarzwald und Vogesen.

Die Falten, welche im allgemeinen parallel zum niederdeutschen Uferand (strichpunktiert) von Westen nach Osten in Abständen von 20 km ziehen, zeigen zwischen rheinischer Masse und Harz Virgation gegen Süden, zwischen Harz und Flechtinger Höhenzug Auslenkung gegen Südosten unter Engerwerden der Faltungsmaschen infolge Auskeilens der Sedimente. Von der Nordbegrenzung der Horste strahlen Querblätter aus, an welchen sich die Falten verschoben zeigen. Jenseits des Uferandes, im Solling, und im Innern des Subherzynbeckens müßten sich Überschiebungen finden (kleine Kreise). Thüringen und Hessen könnten von der Faltung nicht mehr erreicht werden.

In der Fig. 6 ist versucht worden, von einer solchen wirklichen „Faltung“ mit erzwungener Virgation zwischen Horsten, um einen SUESSschen terminus zu gebrauchen, ein Bild zu entwerfen.

Durch Erwägungen ähnlicher Art läßt sich hinreichend erweisen und soll an anderer Stelle ausführlicher erwiesen werden, daß alle jene Gründe hinfällig sind, mit denen STILLE die Gesetzlosigkeit seiner mitteldeutschen Rahmenfaltung zu erklären sich bemüht.

## V.

Nun kann man aber das Vorhandensein einer wirklichen Faltung aus kontrahierender Horizontalkompression auf einfache Weise nicht nur auf Grund der mechanischen Analyse der Deformationskurve, sondern direkt auf Grund der geologischen Profile nachprüfen.

Ein Schichtensystem, das infolge von Horizontaldruck deformiert worden ist, nimmt nämlich nach der Deformation naturgemäß einen geringeren Oberflächenraum ein als vor der Kompression.

Wenn wir die Faltungen und Überschiebungen auf einem echten Faltenprofil, z. B. auf Fig. 3, rückgängig machen, so sehen wir, daß zwei beliebige Punkte im gefalteten Schichtenkomplex sich infolge der Faltung horizontal genähert haben.

Wie sieht es nun mit dieser doch ganz selbstverständlichen Forderung auf den „Faltungsprofilen“ von STILLE aus?

Fig. 2 zeigte uns einen Ausschnitt aus der östlichen Egge. Es ist, wie wir sehen, dies geradezu ein Musterbeispiel eines Schollenbruchgebirges, der denkbar größte Gegensatz zur Faltung! — Schieben wir, wie in Fig. 2a geschehen, die einzelnen Bruchschollen in ihre Ausgangsstellung zurück unter Benutzung der Grenze Röt—Muschelkalk als Leitlinie, so ergibt sich eine horizontale Ausweitung, eine Dilatation der tektonischen Einheiten Lippe und Westfalen um 400 Meter, oder eine Dehnung von 6,6 Proz. Die stattgehabte Dislokation hat also die Erdoberfläche an dieser Stelle nicht zusammengezogen, sondern gedehnt, es war also keine Faltung, sondern eine Zerrung!<sup>1)</sup>

---

<sup>1)</sup> Selbst was STILLE — die Faltung des deutschen Bodens, S. 5 — als „Schema einer zerrissenen Falte“ angibt, kann nur durch Zerrung gebildet werden, denn ein Seitendruck würde, da die Sattelspalten nach oben konvergieren, den Sattelkern herunter- anstatt herauspressen. Umgekehrt würden bei einem Seitendruck auf eine solche STILLESche Falte die Mulden zwischen nach unten konvergierenden Brüchen aufwärts

Wir verdanken neuerdings QUIRING eine theoretisch durchgearbeitete Erklärung der Schollengebirge durch Zerrung, unter Bezugnahme auf Westfalen und Oberschlesien in Deutschland<sup>1)</sup>. Das Eggegebirge gehört durchaus zu den Gebieten mit Bruchschollen aus Zerrung im Sinne QUIRINGS<sup>2)</sup>.

Profile wie dasjenige durch die südliche Egge sind nun in Nord- und Mitteldeutschland zwar nicht eben selten, aber durchaus nicht die Regel. Das kennzeichnende tektonische Element ist bei uns vielmehr, wie ich an anderer Stelle<sup>3)</sup> dargetan habe, nicht die Verwerfung, sondern die Flexur und die Beckenbildung mit Kettenlinien-Profil. Beides sind in der Hauptsache Anzeichen reiner Vertikalbewegungen ohne Seitendruck oder Zerrung. Es ist bis heute, soviel ich weiß, noch nicht erwiesen oder erweisbar, ob für das gesamte tektonische Feld Nord- und Mitteldeutschland eine Dehnung oder eine Kompression anzunehmen ist. Welches von beiden aber auch zutrifft, der absolute Betrag der stattgehabten Horizontalbewegung dürfte annähernd gleich Null sein<sup>4)</sup>.

---

gepreßt werden. Eine derartige Dislokation kann also durch Seitendruck nicht entstehen, sondern nur verschwinden.

Übrigens würde nach dem Gesetz von Kräfteparallelogramm wegen des steilen Einfallens der Brüche im STILLESchen Schema etwa 90 Proz. des Seitendruckes auf den Bruchflächen durch Reibung verloren gehen!

<sup>1)</sup> Die Entstehung der Schollengebirge. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 65, 1913, S. 410—452. Die Dehnung beträgt nach QUIRING in Westfalen 6,4 Proz., in Oberschlesien 3 Proz.

<sup>2)</sup> Überhaupt hat STILLE nicht berücksichtigt, daß der Horizontaldruck im Streichen niemals Bruchbildung, sondern im Falle der Inkompetenz nur Überschiebungen und Schuppungen verursachen kann. Es gibt in Westfalen, in Aachen oder im Kettenjura durchaus keine zur Faltungszeit aufgerissenen, streichenden Sprünge, wie sie in Mittel- und Norddeutschland zu Hunderten vorkommen.

<sup>3)</sup> Salzauftrieb, I. Folge, 1910, S. 84 ff. 120.

<sup>4)</sup> Genauere Messungen fehlen noch bei uns. Der Schluß ist aber erlaubt in Analogie zu den Verhältnissen in Frankreich, die auch STILLE gelegentlich heranzieht.

An der „Falte“ des Pays de Bray im Pariser Becken, welche die größte derartige Deformation auf französischem Boden darstellt und mit 60 km Amplitude unsere meisten deutschen Vorkommen übertrifft, hat LEMOINE berechnet (Sur la valeur du rétrécissement produit par les plis du Bassin de Paris. Compt. rend. Ac. Sc. 13. déc. 1909), daß die horizontale Annäherung an der am stärksten gewölbten Stelle nur etwas über zwei Meter und an anderen Stellen gar nur 35 Zentimeter ausmacht; ein Betrag also, der durch eine Verwerfung von einem Meter, die sich natürlich gänzlich der Beobachtung entzieht, schon wieder aufgehoben wird!

Es ist also mit Sicherheit zu schließen, daß alle derartigen Schollendeformationen, bei denen Vertikalverschiebungen von Tausenden von Kubikkilometern um Hunderte von Metern erfolgen, keine Verkürzung

Um zusammenzufassen: Norddeutschland im weiteren Sinne ist weder ein Seitendruck-Gebiet oder Faltengebirge im Sinne STILLES, denn es fehlen Falten und Überschiebungen; noch auch ein Zerrungsgebiet im Sinne QUIRINGS, denn Sprünge aus Dehnung werden durch Schaufelflächen (widersinnige Sprünge) und mancherlei Biegungsformen ausgeglichen.

Norddeutschland ist vielmehr ein Gebiet mit vorwiegender Flexur- und Kettenlinienformung, d. h. ein Gebiet reiner Vertikalbewegungen (differenzielle Senkung oder Hebung)<sup>1)</sup>.

## VI.

Sicherlich haben alle diese Erwägungen STILLE durchaus ferngelegen, als er die in den Aufnahmeberichten der Geologischen Landesanstalt früher rein morphologisch verwandten Worte Faltung, Sättel und Mulden usw. seinen Arbeiten zugrunde legte, und die Widersprüche kamen erst zutage, als er es mit der genetischen Anwendung dieser Begriffe versuchte.

STILLE hat eben übersehen, daß „Faltung“ in erster Linie ein fixierbarer mechanischer Begriff ist, den man nicht beliebig umdeuten darf.

Eine solche Umdeutung liegt aber vor, wenn „das Wesen der Faltung“ definiert wird als „die Heraushebung bestimmter

der Oberfläche bewirken, also weder mit Faltungskräften noch mit der Kontraktion der Erdrinde erklärt werden können. Denn die tektonische Arbeit zählt nach Billionen von Tonnenkilometern je km Schichtenmächtigkeit, und die erzielte Erdkontraktion ist entweder überhaupt nicht vorhanden oder so gut wie gar nicht nachweisbar. Denn wenn LEMOINE in einem derartigen Falle als maximale Kontraktion den Betrag  $\frac{2}{2\pi}$  m, also rd. einen Fuß, errechnet, so gilt hier doch wohl der Satz: Parturiunt montes, nascetur . . . . — Das Mißverhältnis von Ursache und Wirkung beweist die Unrichtigkeit der Faltungsvorstellung.

<sup>1)</sup> Wir erhalten demnach die folgenden Vergleichsdaten für Kompression (negative Werte) bzw. Dilatation (positive Werte):

	1. Beispiel	2. Beispiel
a) Faltung, negativ	Aachen: — 35%	Westfalen (auf einer Nordsüdlinie Herten— Haßlinghausen): — 30%
b) Vertikal- bewegung, Null	Pays de Bray: — 0,003% (nach LEMOINE)	Mitteldeutschland: ± 0% (?)
c) Zerrung, positiv	Westfalen (auf einer Ostwestlinie, n. QUIRING): + 6,4%	Egge (nach STILLE): + 6,6%

Erdzonen gegenüber ihren Nachbargebieten<sup>1)</sup>; eine Definition, die auf eine ganz entgegengesetzte Kategorie, nämlich auf Vertikalbewegungen mit oder ohne Zerrung, paßt.

Es ist unsere Pflicht, uns zu wenden gegen jeden Versuch, die an sich mechanisch wohl definierbaren Grundbegriffe in der Tektonik zu verwischen. Deshalb verdienen Arbeiten wie die QUIRINGS über die Schollengebirge selbst dann Anerkennung, wenn sie in der logisch abstrakten Durchführung zu weit gehen sollten.

Hingegen fordern die Arbeiten STILLES<sup>2)</sup> auch dort, wo sie in den Tatsachen sich als richtig herausstellen, die Kritik derjenigen Leser heraus, denen an der Läuterung des terminologischen Rüstzeugs unserer Wissenschaft gelegen ist.

---

## 15. Über einen Graniteinschluß im Pechstein von Garsebach bei Meißen und über Entwässerungsvorgänge in diesem Gestein.

Von Herrn RICHARD BECK.

Freiberg i. Sa., den 15. Februar 1914.

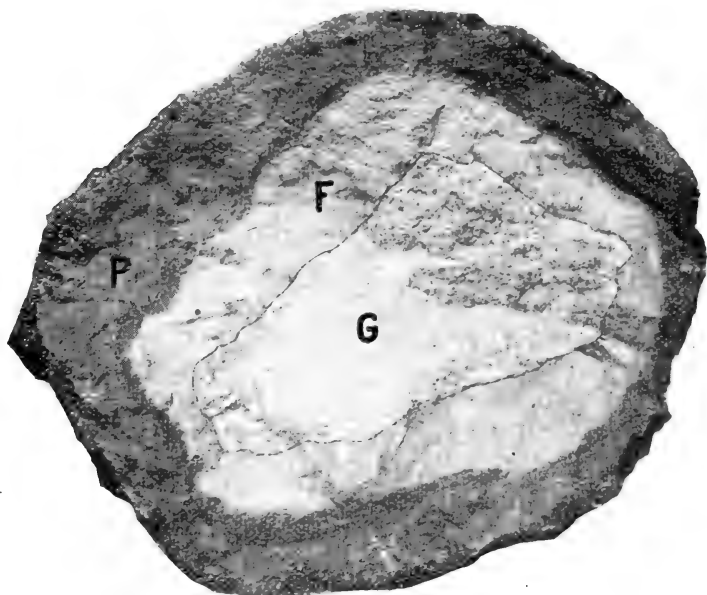
Auf einer Exkursion mit Studierenden im Frühjahr 1912 fand ich in dem großen Pechsteinbruche nahe der Walkmühle bei Garsebach ein von den Steinbrechern beiseite gelegtes sogenanntes „Wildes Ei“, dessen eine Hälfte abgeschlagen war, so daß man einen völligen Längsschnitt vor sich hatte. Es darf hier vorausgesetzt werden, daß die Steinbrecher im Triebischtale, wie das O. STUTZER in seiner Mitteilung in der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom Jahre 1910 erwähnt hat, unter dieser Benennung kugelige oder ellipsoide Massen verstehen, die in sehr auffälliger Weise inmitten des Pechsteins angetroffen werden. Diese zuweilen mehrere

---

<sup>1)</sup> STILLE: Die saxonische Faltung. Diese Monatsber. **65**, 1913, S. 590.

<sup>2)</sup> Daß die Gleichzeitigkeit von Faltung und Hebung in vielen Fällen nachgewiesen, in anderen wenigstens wahrscheinlich ist, kann nicht als Argument für die STILLESche Definition gelten. Dann sicher gibt es doch auch Hebungen lokaler wie regionaler Natur, die ohne Faltung verlaufen sind.

Meter im Durchmesser erreichenden Gebilde bestehen, wie bei STUTZER eingehend beschrieben ist, aus einem felsitähnlichen Gestein. Das damals von mir aufgefundene „Wilde Ei“ unterschied sich von den übrigen im Bruche vorhandenen sehr auffällig dadurch, daß es in seiner Mitte einen scharfkantigen Einschuß von einem glimmerarmen oder nahezu glimmerfreien mittelkörnigen Granit enthielt.



Einschuß von Granit (*G*) im Pechstein (*P*), dazwischen felsitähnliche Masse (*F*). Die mittlere Partie des Granitfragmentes ist eine Kluftfläche und erscheint daher glätter.

Um diesen Granit herum sieht man, wie die hier wiedergegebene photographische Aufnahme erkennen läßt, eine Zone von felsitähnlichem Gestein entwickelt, die nach außen hin ziemlich scharf gegen den umgebenden Pechstein absetzt. Der größte Durchmesser des ganzen knollenförmigen Blockes betrug  $\frac{1}{2}$  m, der größte Durchmesser des Graniteinschlusses 0,35 m. Der peripherische Teil bestand aus dem normalen lichtgraugrünen Pechstein. Ich vermutete nun zunächst, daß vielleicht hier in der felsitähnlichen Masse um den Graniteinschuß herum ein primäres Gebilde vorläge und, falls sich dies feststellen ließ, damit zugleich ein Beweis gefunden sei,

daß auch die übrigen „Wilden Eier“ primäre Gebilde, sozusagen „intratellurische Konkretionen“ in dem Pechsteinmagma sein möchten. Die Untersuchung hat jedoch diese Vermutung nicht bestätigt, wie aus dem folgenden hervorgehen wird.

Was den Graniteinschluß anlangt, so ist kein Zweifel, daß wir es hier mit einem losgerissenen Fragment des auf dem gegenüberliegenden Talgehänge unterhalb des Buschbades, also in nicht allzugroßer Entfernung von dem Pechsteinbruch, anstehenden Hauptgranits des Meißner Gebiets zu tun haben. Das Gestein des Einschlusses ist, wie schon erwähnt, ein nahezu glimmerfreier, mitteldörniger Granit, als dessen Gemengteile Orthoklas, Plagioklas, Quarz und einzelne eingestreute Titanitkryställchen erkannt wurden. Die Plagioklase sind nach ihrer Auslöschung in die Reihe der Oligoklase und Albite zu verweisen, wie das A. SAUER in den Erläuterungen zu Sektion Meißen, Seite 8, für die Plagioklase jenes Granits festgestellt hat. Die eingestreuten Titanitkryställchen werden in der Schilderung des Gesteins von A. SAUER nicht erwähnt, scheinen also vielleicht nur lokale Beimengungen zu sein. Jedenfalls sind sie in dem vorliegenden Einschluß sicher primär. Frischen Glimmer konnten wir überhaupt nicht feststellen, doch wurden ein paar Reste zersetzter Blättchen nachgewiesen. Irgendwelche Beeinflussung des Granits im Kontakt mit dem umgebenden Gestein, etwa in der Form sekundärer Glaseinschlüsse, konnte nicht beobachtet werden.

Das die Peripherie des Blockes bildende Gestein zeigte die normale Ausbildung des Garsebacher Pechsteins, der seit einigen Jahren in großen Brüchen für die Glasfabriken des Plauenschen Grundes abgebaut wird. Es ist im Dünnschliff ein nahezu farbloses Glas mit nur äußerst wenig Mikrolithen, dagegen mit ziemlich reichlich eingestreuten Einsprenglingen von Orthoklas, auch etwas Plagioklas und viel Quarz. Die meisten Quarzeinsprenglinge sind sehr stark resorbiert und lassen mitunter auch Glaseinschlüsse erkennen. Überall werden diese Pechsteine von perlitischen Sprüngen durchzogen, längs deren man vielfach bereits die Anfänge der eigentümlichen Umwandlung in eine felsitähnliche Masse wahrnimmt, wie dies sehr treffend von A. SAUER beschrieben worden ist. Mein verehrter Herr Kollege Professor Dr. TH. DÖRING hatte die Freundlichkeit, eine Wasserbestimmung des Pechsteins von der äußersten Peripherie des Blockes auszuführen. Das Gestein enthielt danach 7,48 Proz. Wasser. Hierbei mag bemerkt sein, daß diese und alle anderen in diesem Aufsatz angeführten Wassergehalte durch Erhitzen des feinen Gesteinpulvers auf



650° und Aufsaugen des so ausgetriebenen Wassers in konzentrierter Schwefelsäure bestimmt worden sind. Zum Vergleich wurde von allen Proben auch noch der Wasserverlust beim Trocknen bei 105° angegeben.

Die Zone zwischen dem Graniteinschluß und dem normalen Pechstein, welche sehr scharf auf unserer Photographie hervortritt, besteht durchweg aus der felsitähnlichen Masse, die aus den Beschreibungen von A. SAUER hinreichend bekannt ist. Es stellt diese Masse auch in diesem Falle ein körnig krystallines Aggregat von doppeltbrechenden Substanzen dar. In manchen Fällen darf die Struktur als eine mikrogranitisch-körnige bezeichnet werden, wobei sehr häufig scharf rektangulär oder auch scharf rhombisch umrandete Schnitte der körnigen Individuen wahrgenommen werden. In manchen Teilen herrscht dagegen eine sphärolithische Struktur vor, wobei dann die äußere Begrenzung der einzelnen kleinen Kugeln und Kugelabschnitte sichtlich beeinflußt ist von den auch in diesem Teile des Blockes im Dünnschliffe noch recht gut erkennbaren perlitischen Sprüngen. In noch anderen Teilen gleicht die krystalline Masse einem Aggregat von wirr durcheinandergewachsenen Eisblumen am Fenster, die gewöhnlich in ihrem Wachstum an einem der perlitischen Sprünge Halt gemacht haben. Jedenfalls zeigt die nähere Prüfung, daß in der den Graniteinschluß umgebenden Gesteinszone kein primärer Felsit vorliegt, sondern eben jenes felsitähnliche Umwandlungsprodukt, dessen Entstehung längs durchziehender Klüfte im Pechstein A. SAUER beschrieben hat. Damit stimmt auch überein, daß in der felsitähnlichen Zone um den Graniteinschluß herum dieselben Einsprenglinge von Quarz und Feldspäten und in derselben Häufigkeit und Ausbildung vorkommen wie im umgebenden Gestein. Einmal konnte ich beobachten, wie ein Einsprengling von Quarz teilweise noch vom normalen Pechstein umschlossen wird, während sein anderer Teil bereits in den Felsit hineinragt. Die sekundäre Entstehung der felsitähnlichen Masse wird durch den von TH. DÖRING festgestellten Wassergehalt bestätigt. Er beträgt 6,47 Proz., hält sich also innerhalb der Grenzen, wie sie im Pechstein vorkommen können, ist aber jedenfalls viel zu hoch für einen normalen Felsit primärer Entstehung. Immerhin ist der Wassergehalt dieses „Felsites“ bereits um rund 1 Proz. niedriger als wie der des nächst anstoßenden Pechsteins. Die Felsitbildung, wenn wir den Vorgang der Kürze wegen so nennen wollen, ist also mit einer Wasserentziehung verbunden gewesen, während A. SAUER bei ähn-

lichen Gebilden eine Zunahme des Wassergehaltes angibt. Wir werden sogleich sehen, daß der von uns in der Peripherie des Graniteinschlusses nachgewiesene Entwässerungsvorgang im Pechstein bei der Bildung der felsitähnlichen Masse der „Wilden Eier“ sogar noch viel weiter fortschreiten kann.

Woraus diese felsitähnliche Masse denn eigentlich besteht, hat der erwähnte Autor zwar nicht ausgesprochen, doch darf man wohl aus der gewählten Bezeichnung „felsitähnlich“ schließen, daß er sie für ein Aggregat von Feldspat und Quarz hält. In der Hauptsache dürfte das zutreffen. Die trüb durchscheinenden, wie schon oben erwähnt, mitunter gestreckt hexagonal umrandeten Durchschnitte (Auslöschung parallel einer längeren Kante!) haben einen etwas niedrigeren Brechungs-exponent wie Balsam, können daher recht wohl Orthoklas sein. Die klar durchsichtigen Körner haben annähernd den gleichen Brechungsexponenten wie Balsam, und sind optisch positiv, gehören also dem Quarz an. Mitunter findet man jedoch auch radialstrahlig angeordnete farblose, völlig klare Körner von negativem Charakter, die demnach Chalzedon sind. Auch die mit Eisblumen verglichenen Bildungen und gewisse faserige Aggregate, die in gebogenen Lagen den perlitischen Sprüngen ansitzen können, gehören zu diesem Mineral.

Die Ergebnisse der Wasserbestimmung bestimmten mich, auch noch die Grenzzonen zweier anderer „Wilder Eier“ von Garsebach zu prüfen. Die vorliegenden Stücke waren so weit aus dem normalen Pechstein herausgelöst, daß nur noch eine schmale Kruste dieses Gesteins anhaftete, die sich aber in beiden Fällen als schon stark dehydratisiert und zugleich fast völlig krystallin geworden erwies. Die starke Wasser-entziehung war hier zum Teil mit der Bildung winziger Hohlräume einhergegangen, die etwas kaolinartige Substanz enthielten. Diese äußere Kruste I hatte aber immer noch die lichtgrünlichgraue Färbung des dortigen Pechsteins behalten. Hinter dieser folgte eine etwa 1—3 cm breite rötliche, von staubförmigem Eisenoxyd gefärbte Zone II und endlich die große Masse des eigentlichen „Wilden Eis“ III, äußerlich von einem lichtbraunen felsitischen Quarzporphyr nicht zu unterscheiden. Alle drei Zonen sind, wie überhaupt der grünlich-graue Garsebacher Pechstein, reich an Einsprenglingen von Quarz, Orthoklas und Plagioklas. Es ist hierbei bemerkenswert, daß die Feldspate in allen drei Zonen ihre ursprüngliche Frische bewahrt haben trotz der völligen Umgestaltung der sie umgebenden ehemals glasigen Grundmasse. In allen drei Zonen erkennt man die perlitischen Sprünge, besonders

gut in der rötlichen Zone II, wo der rote Staub sie teilweise noch besonders markiert. In der grünlichgrauen Zone I bemerkt man schon mit der Lupe auf hellerem Grund ein sehr zartes Maschenwerk von dunkelgrünen Äderchen. Unter dem Mikroskop fällt es ferner auf, daß die Feldspate mitunter zu feinen Splittern zerrissen sind, die in einer höchst feinkrystallinen Masse eingebettet liegen. Beides, die netzförmige Durchädern und diese Zerpressung mancher Feldspate, dürfte auf Spannungen zurückzuführen sein, die mit der Wasserentziehung zusammenhängen.

Der allerfeinste Eisenoxystaub in Zone II ist manchmal in schwach gebogenen parallelen Reihen angeordnet, die mit den zarten Linien eines Fingerabdruckes zu vergleichen sind. Sie können ungehindert durch neugebildete Feldspatindividen hindurchgehen.

Sonst ist die Mikrostruktur der neugebildeten felsitähnlichen Masse dieselbe, wie an dem Block mit dem Graniteinschluß es beschrieben wurde.

Die Wasserbestimmungen zu den beiden soeben beschriebenen Stücken verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn

		Verlust beim Trocknen bei 105° Proz.	Gesamt- wasserverlust beim Erhitzen bei 650° Proz.
1. Block mit dem Graniteinschluß. Analytiker: Th. DÖRING.	a) Pechstein der Peripherie . .	1,75	7,48
	b) „Felsit“ der Zwischenzone .	2,00	6,47
2. Wildes Ei (EBERT)	a) Noch pechstein- artige Zone I (grünlichgrau) .	0,46	1,42
	b) Felsitporphyr- ähnliche Zone II (rötlich) . . .	0,33	1,16
3. Wildes Ei (EBERT)	a) Noch pechstein- artige Zone I (grünlichgrau) .	0,42	1,28
	b) An Eisenoxyd reiche Zone II (rötlich) . . .	0,24	0,90
	c) Felsitporphyr- ähnliche Zone III (hellbraun) . .	0,09	0,62

Dr. EBERT am Laboratorium für angewandte Chemie der Freiburger Bergakademie.

Ich gebe eine Übersicht von allen vorliegenden Bestimmungen (s. S. 249).

Diese Ziffern beweisen, daß die Bildung der rundlichen Knollen von felsitähnlicher Struktur inmitten des Pechsteins von Garsebach nicht mit einer Erhöhung des Wassergehaltes verbunden ist, sondern vielmehr mit einer sehr starken Wasserentziehung aus dem ursprünglichen Gesteinsglas. Zugleich hat die Untersuchung gezeigt, daß diese in ihrer Struktur äußerlich einem felsitischen Quarzporphyr gleichenden Gebilde tatsächlich sekundär aus Pechstein hervorgegangen sind. In dem einen Falle bildete der Graniteinschluß den Ausgangspunkt der Felsitisierung. Doch ist das nur ein seltenes Vorkommen. Für gewöhnlich setzen die merkwürdigen Umwandlungsvorgänge lediglich an den perlitischen Sprüngen ein. Eine Summierung zahlreicher solcher sphärischen Flächen folgender Zersetzungs- zonen führt in leicht verständlicher Weise schließlich auch zu den großen ellipsoidischen Massen, innerhalb deren zugleich die Wasserentziehung ihr höchstes Stadium erreicht hat.

---

## 16. Beiträge zur Kenntnis der Geologie Neu-Guineas.

Von Herrn O. HÄHNEL.

(Mit 1 Textfigur.)

Berlin, den 20. Dezember 1913.

Im Jahre 1910 sandten die deutsche und die niederländische Regierung gemeinsam Expeditionen nach Neu-Guinea aus, um die unter dem 141. Längengrad liegenden Flußläufe, Gebirgskämme und Wasserscheiden zu erkunden, damit die durch den 141. Längengrad gebildete ideale Grenze, welche den Kolonialbesitz der beiden Staaten bisher trennte, durch eine natürliche ersetzt würde. Die deutsche Kommission, unter Führung von Professor Dr. LEONHARD SCHULTZE<sup>1)</sup>, begann ihre Tätigkeit von der Mündung des fast unter dem 141. Längen-

---

<sup>1)</sup> Mitteilungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Leipzig, 1911.



Bäche jedoch vereint westlicher Richtung zustreben und ein Vordringen in gerader Richtung nach Süden durch den dichten Urwald hindurch zahlreicher Todes- und Krankheitsfälle unter den Expeditionsteilnehmern wegen unmöglich war, wurde der Rückzug an die Küste angetreten und ein Eindringen in das Quellgebiet des Sepik von seiner Mündung aus versucht.

Zunächst gelangte man den Sepik, welcher in seinem Mittel- und Unterlauf in nahezu gerader west-östlicher Richtung unter dem 4. Breitengrad entlang fließt und unter  $144\frac{1}{2}^{\circ}$  östl. L. in die See mündet, zu Schiff stromaufwärts. Später führten Boote die Expeditionsteilnehmer weiter westlich. Fast unter dem 141. Längen- und dem 4. Breitengrad wurde auf dem rechten Ufer ein Standlager errichtet, von wo aus die Erkundung des Landes durch einzelne Streifzüge erfolgen sollte. Indem man den Lauf eines dem Standlager gegenüber einmündenden Nebenflüsschens verfolgte, versuchte man Anschluß an die frühere Marschrouten zu finden, allein ein frühzeitiges Abbiegen dieses Flüsschens nach Westen brachte diesen Plan zum Scheitern. Die weitere Verfolgung des Sepik vom Standlager aus stromaufwärts ergab, daß sein Oberlauf nicht, wie man früher vermutet hatte, von Nordwesten aus der Nähe der Küste kommt, sondern in großem Bogen aus dem zentralen Hochgebirge hervorbricht, welches im Bereiche des 5. Breitengrades und 142. Längengrades das Rückgrat der Insel bildet.

Für die Geologie Neu-Guineas wäre es von großer Wichtigkeit gewesen, wenn Proben des anstehenden Gesteines hätten eingesammelt werden können. Leider fehlte es jedoch in dem auch auf den Gebirgen von dichtestem Urwald bestandenen Teile der Insel an wertvollen Aufschlüssen, so daß zu einer, wenn auch nur oberflächlichen Beurteilung der geologischen Beschaffenheit des Landes die Sande der Flüsse und die an ihren Ufern angeschwemmten Lehm Massen dienen müssen.

Von solchen Gesteinsmassen sind in der vorliegenden Arbeit folgende Proben untersucht worden:

1. Vor der Tamimündung abgelagerter Sand.
2. Sand vom Ufer des Sepik beim Hauptlager.
3. Sand aus dem Flußbett des Sepik, nahe der sog. Bergpforte, d. i. die Stelle, wo der Fluß aus dem Gebirge austritt.
4. Uferlehm vom Sepik unterhalb des Hauptlagers.
5. Brocken des nahe der Bergpforte unter Waldboden zersetzten Gesteins.
6. Dasselbst an Ort und Stelle verwittertes Gestein.

Das Ergebnis dieser Untersuchungen ist folgendes:

Sand von der Tamimündung: Dem mikroskopischen Befunde nach enthält der Sand in reichlicher Menge Quarzkörner (ca. 25 Proz.), schwarzes, stark reflektierendes Erz (ca. 20 Proz.), (Magneisen und Chromeisen) und Granatbruchstücke, weniger reichlich Epidote und Rutil (ca. 9 Proz.), in geringerer Menge Calcit (ca. 6 Proz.), wenig Plagioklase und Augite und vereinzelte Zirkone. Der chemischen Analyse nach sind darin enthalten:

50,0 Proz.	Si O <sub>2</sub>	1,8 Proz.	Mg O
9,4 -	Ti O <sub>2</sub>	4,2 -	Ca O
6,3 -	Fe O	0,2 -	Zr O <sub>2</sub>
8,7 -	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,5 -	CO <sub>2</sub>
9,8 -	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,1 -	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
4,3 -	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,9 -	Alkali
0,9 -	Mn O		

Ufersand des Sepik aus der Nähe des Hauptlagers: Wie die mikroskopische Betrachtung ergab, besteht der ziemlich feine Sand hauptsächlich aus Fetzen vulkanischen Glases, das im allgemeinen sehr wenig durchsichtig ist, und aus Quarzkörnern. Hinter diesen Bestandteilen tritt dunkles, im auffallenden Lichte stark reflektierendes Erz bedeutend zurück. Noch viel geringer ist die Menge der zwillingsgestreiften Plagioklase und Carbonate, und ganz vereinzelt finden sich darin monokline und rhombische Augite, Zirkone, Turmaline und Rutil. Die chemische Analyse ergab einen Gehalt von:

70,6 Proz.	Si O <sub>2</sub>	1,8 Proz.	Ca O
0,9 -	Ti O <sub>2</sub>	0,5 -	Mg O
16,4 -	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,1 -	Alkali
6,5 -	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,8 -	Glühverlust

Flußsand aus der Nähe der Bergpforte: Der Sand besteht aus Bruchstücken von Thonschiefer, welche bis zu 5 mm Durchmesser aufweisen, Quarz und Augit. In ihm sind enthalten:

75,5 Proz.	Si O <sub>2</sub>	1,6 Proz.	Mg O
0,9 -	Ti O <sub>2</sub>	2,1 -	Ca O
7,8 -	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,6 -	Alkali
4,9 -	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,8 -	Glühverlust

Uferlehm des Sepik unterhalb des Hauptlagers: Der Lehm besteht aus

61,2 Proz.	Si O <sub>2</sub>	13,5 Proz.	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1,6 -	Ti O <sub>2</sub>	0,3 -	Ca O
14,0 -	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,0 -	Glühverlust
0,5 -	Fe O		

Das unter dem Waldboden nahe der Bergpforte zersetzte Gestein besteht aus in der Richtung auf Kaolin zer-

setztem Porphyry. Die sich darin vorfindenden Porphyrybruchstücke erwiesen sich im Dünnschliff als stark verkieselt. Die chemische Zusammensetzung des Bodens ist folgende:

58,6 Proz.	Si O <sub>2</sub>	0,2 Proz.	Ca O
1,8 -	Ti O <sub>2</sub>	0,6 -	Mg O
12,2 -	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,2 -	Alkali
14,7 -	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,5 -	Glühverlust

Der an Ort und Stelle aus dem Gestein an der Bergpforte entstandene Lehm hat folgende Zusammensetzung:

59,9 Proz.	Si O <sub>2</sub>	0,5 Proz.	Mg O
1,9 -	Ti O <sub>2</sub>	1,1 -	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
6,1 -	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5 -	Alkali
16,8 -	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,6 -	Glühverlust
0,9 -	Ca O		

Vergleicht man den vor der Tamimündung abgelagerten Sand mit dem Flußsand des Sepik, so zeigt sich eine auffallende Verschiedenheit in ihrer Zusammensetzung, deren Ursache in dem verschiedenartigen Aufbau der Quellgebirge dieser beiden Flüsse, d. h. des Bewani- und des Zentralgebirges, zu suchen sein dürfte. Das Vorkommen von vulkanischem Glase in dem Sepiksande aus der Nähe der Bergpforte sei besonders hervorgehoben. Bemerkenswert ist ferner die nicht unbeträchtliche Menge von Magnet- und Chromeisen in dem Tamisande, die auf das Vorhandensein von Erzlagerstätten im Bewani-Gebirge hindeuten. Während in den Tropen als Zersetzungsprodukt von feldspatreichen Gesteinen häufig Laterit gefunden wird, ist der im Bereiche des Oberlaufes des Sepik das Gebirge aufbauende Porphyry dort, wo er zersetzt ist, in der Richtung auf Kaolin, umgewandelt worden.

Zum Schluß sei Herrn Professor SCHULTZE für die Überlassung der von ihm gesammelten Gesteinsproben bestens gedankt.

## 17. Neue rheinische Haliseritenfunde.

Von Herrn HANS POHLIG.

Bonn, den 7. Oktober 1913.

Gute Exemplare aus der Dottendorfer Schlucht von Bonn, unweit des Kessenicher Basaltvorkommens (mit *Rhynchonella daleidensis* SCHNUR), vom Ehrenbreitstein und vor allem aus den v. OPPENHEIMschen Schürfen zu Neunkirchen bei Daun



vervollständigen das Bild der wichtigen Devonpflanze. Es ergibt sich, daß die bis etwa 10 cm breiten, kriechenden Stämmchen Stigmen tragen, ähnlich *Cyclostigma Killokense* HOU., und Wurzelblätter ähnlich den Sigillarien (*Drepanophycus*); also gleich *Psilophyton* DA.<sup>1)</sup> An letzterem undeutlich abgebildet ist die Einrollung der Zweigendigungen; diese findet sich nur in den Achseln der Dichotomien, und nur als Trägerin der Fruktifikationen. Diese Sporenkapselträubchen oder Ährchen erinnern in wenig entwickeltem Zustand noch etwas an die Keimfrüchte der Plocanien (Ptiloten).

Die in der rheinischen Grauwacke und Belgien (Condroz) so sehr weit verbreitete Pflanze ist unzweifelhaft mit dem *Psilophyton* Englands und Amerikas generisch identisch, ebenso mit den böhmischen *Sargassites* und *Hostinellen*; meist kommt sie mit typischen Fucoiden zusammen vor (*Chondrites antiquus*, *C. subantiquus*, *Spirophyton*, *Helminthoidea devonica* POHLIG im Brohlthal, *Ascophyllum* usw.), an mehreren Stellen auch mit einer reichhaltigen marinen Fauna; es ist also eine Meerespflanze der Tangbänke gewesen, und es bleibt, um die bemerkenswerte Mischung ihrer teils fucoidenähnlichen, teils pteridophytenartigen Eigenschaften<sup>2)</sup> zu erklären, nur folgende Annahme übrig:

*Haliserites* einschließlich der erwähnten Synonyma hat einer Kryptogamengruppe, den „*Psilophyta*“, angehört, die gleich *Zostera* und den andern heutigen Salzwasserphanerogamen von Landbewohnern abstammt und sich an die Lebensweise im Meer angepaßt hat; die Gattung ist sonach bezeichnend für die sehr zahlreichen Bodenschwankungen und vorübergehenden Inselbildungen der damaligen Zeiten, denn die vorausgegangene Entwicklung aus marinen Thallophyten zu landbewohnenden Vasalkryptogamen kann, geologisch gesprochen, auch nicht allzuweit zurückgelegt haben. Europäische Species: *Psilophyton Decheni*, *Psilophyton hostinense*.

---

<sup>1)</sup> POHLIG: Abstammungstheorie. Neue Ausgabe. J. E. G. WEGENER, Stuttgart 1913. Fig. 12.

<sup>2)</sup> An stärkeren Astchen von *Haliserites* sind auch Internodien nach Art der Sphenophyllen (bis zu 2 hintereinander) beobachtet worden.

## 18. *Beneckeia subdenticulata* POHLIG aus dem Rötdolomit von Jena.

VON HERRN HANS POHLIG.

Bonn, den 7. Oktober 1913.

Die bemerkenswerten Ergebnisse der neuern Ausgrabungen von Großhartmannsdorf veranlassen mich, eine wichtige Ammonitenrasse näher zu erläutern und zu benennen, die einen willkommenen Zuwachs unserer noch sparsamen Kenntnis der eigenartigen Beneckeien bildet und deren ich zuerst in meinem Buch über Abstammungstheorie Erwähnung getan habe<sup>1)</sup>. Von hervorragender Bedeutung ist dieser neuer Fund deshalb, weil hier einer der wenigen Fälle vorliegt, in dem man die ersten Bildungsanfänge einer großen, polyphyletisch entstandenen Tiergruppe, an einer ihrer Ausgangsstellen wenigstens, antrifft. Kennzeichnete bereits *Beneckeia denticulata* v. FRITSCH<sup>2)</sup> diese Untergattung als „Proceratiten“ (POHLIG, a. a. O.), so trägt *B. subdenticulata* nov. f. zu noch weit engerer Verkettung bei; denn an ihr ist erst ein Lobus der Sutura — der lange, schmale Externlobus, zwischen dem großen Lateral und der tiefen, breiten Siphonalsella — gezähnt, wie bei den echten Ceratiten; und zwar stets. Außerdem ist von erheblichem Belang, daß diese Übergangsform nicht einem höheren Horizont angehört als *B. tenuis* — wie das bei *B. denticulata* der Fall ist —, sondern in dem bekannten Dolomitbänkchen der *B. tenuis* v. SEEBACH aufgefunden worden ist. Neben dem gezähnten Externlobus liegt noch ein winziger einzahniger Auxiliar, in halber Entfernung vom Siphon; im übrigen besteht kaum ein Unterschied von *B. tenuis*, bei der aber ebenso durchgreifend der Externlobus ungezähnt, wie er bei *B. subdenticulata* ceratitisch ist. Besonders zu beachten ist, daß die Erscheinung wieder vom Externrand her begonnen und sich erst späterhin über die Lateralloben hin ausgedehnt hat.

Eine Abbildung der *B. subdenticulata* bleibt meinem mitteldeutschen Triaswerk vorbehalten, wo noch so manche sonstige neue Darstellungen ihren Platz finden; ich erinnere hier nur an die ersten von mir bereits 1875 gemachten Dinosaurierfunde der norddeutschen Trias bei Weimar<sup>3)</sup>.

<sup>1)</sup> H. POHLIG: Abstammungstheorie. Neue Ausgabe. Stuttgart, J. E. G. WEGNER, 1913, S. 112.

<sup>2)</sup> K. v. FRITSCH: Führer. Halle a. S., C. E. KARRAS, 1901, S. 45.

<sup>3)</sup> H. POHLIG: Katalog. Weimar, B. F. VOIGT, 1881, S. 27.

# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

---

### B. Monatsberichte.

Nr. 5.

66. Band.

1914.

### INHALT.

	Seite
Protokoll der Sitzung vom 6. Mai 1914 . . . . .	257
<i>Vorträge:</i>	
EDUARD SUESS † . . . . .	260
HESS von WICHDORFF, H.: Fortsetzung und Verlauf der samländischen Endmoräne in Ostpreußen (Mit 2 Text- figuren) . . . . .	264
ZIMMERMANN, E.: Gerölltonschiefer im Untersilur Thüringens . . . . .	269
MENZEL: Über einige Pliocän-Fossilien vom Niederrhein (Mit 1 Texttafel) . . . . .	272
HARBORT: Magnetkiesvorkommen in der Salzlagerstätte vom Aller Nordstern (Titel) . . . . .	276
<i>Briefliche Mitteilungen:</i>	
QUIRING, H.: Über das Alter des Eifelgrabens und der Nord-Süd-Verwerfungen in der Eifel . . . . .	277
WALTHER, JOHANNES: Über tektonische Druckspalten und Zugspalten . . . . .	284
<i>Neueingänge der Bibliothek</i> . . . . .	312

# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFTE†	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	" BORNHARDT	"	HENNIG
sitzende:	" KRUSCH	"	JANENSCH
Schatzmeister:	" MICHAEL	"	WEISSERMEL
Archivar:	" SCHNEIDER		

## Beirat für das Jahr 1914

Die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen,  
OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

## Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**,  
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Oberbergrat Bornhardt**, Charlottenburg, Dernburg-Str. 49 oder Herrn **Professor Dr. Krusch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Rich. Michael**, Charlottenburg, Kaiserdamm 74, Postscheckkonto **Berlin NW 7, Konto Nr. 16 071** oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 5.

1914.

---

Protokoll der Sitzung vom 6. Mai 1914.

Vorsitzender: Herr MICHAEL.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und macht geschäftliche Mitteilungen; darauf legt er die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Schriften vor.

Der Vorsitzende verliest sodann ein Rundschreiben der Direktion der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft nachstehenden Inhalts:

#### V. REINACH-Preis für Paläontologie.

Ein Preis von 500 Mark soll der besten Arbeit zuerkannt werden, die einen Teil der Paläontologie des Gebietes zwischen Aschaffenburg, Heppenheim, Alzey, Kreuznach, Koblenz, Ems, Gießen und Büdingen behandelt; nur wenn es der Zusammenhang erfordert, dürfen andere Landesteile in die Arbeit einbezogen werden.

Die Arbeiten, deren Ergebnisse noch nicht anderweitig veröffentlicht sein dürfen, sind bis zum 1. Oktober 1915 in versiegelttem Umschlage, mit Motto versehen, an die unterzeichnete Stelle einzureichen. Der Name des Verfassers ist in einem mit gleichem Motto versehenen zweiten Umschlage beizufügen.

Die Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft hat die Berechtigung, diejenige Arbeit, der der Preis zuerkannt wird, ohne weiteres Entgelt in ihren Schriften zu veröffentlichen, kann aber auch dem Autor das freie Verfügungsrecht überlassen. Nicht preisgekrönte Arbeiten werden den Verfassern zurückgesandt.

Über die Zuerteilung des Preises entscheidet bis spätestens Ende Februar 1916 die unterzeichnete Direktion auf Vorschlag einer von ihr noch zu ernennenden Prüfungskommission.

Frankfurt a. M., April 1914.

*Die Direktion  
der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft.*

Der Gesellschaft wünschen als neue Mitglieder beizutreten:

Herr Dr. MAX HORN, Königsberg, vorgeschlagen durch die Herren TORNQUIST, EWALD und KLIEN.

Herr Oberlehrer BALKENHOLL, Witten a. d. Ruhr, Ruhrstraße 51,

Herr Stadtschulrat WOERMANN, Dortmund, Heiligenweg, beide vorgeschlagen von den Herren FRANKE, FREMDLING und BÄRTLING.

Herr Dr. J. H. KORITSCHONER, zurzeit Berlin N. 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen von den Herren BEY-SCHLAG, KRUSCH und MICHAEL.

*Magistrat zu Görlitz*, vorgeschlagen von den Herren BEY-SCHLAG, BORNHARDT und KRUSCH.

*Aktiengesellschaft Grube Graf Fürstenberg*, Bottenbroich b. Frechen, vorgeschlagen von den Herren BORNHARDT, KRUSCH und BÄRTLING.

*„Eintracht“*, *Braunkohlenwerke und Brikettfabriken*, Neuwebzow, vorgeschlagen von den Herren BORNHARDT, KRUSCH und BÄRTLING.

*Bergschule Essen*, Essen a. d. Ruhr, vorgeschlagen von den Herren BORNHARDT, KRUSCH und BÄRTLING.

*Bergwerks - Aktiengesellschaft Consolidation*, Gelsenkirchen, vorgeschlagen von den Herren BORNHARDT, KRUSCH und BÄRTLING.

*Aktiengesellschaft des Altenbergs Vieille Montagne*, *Abteilung Bensberg*, Unter-Eschbach, vorgeschlagen von den Herren BORNHARDT, KRUSCH und BÄRTLING.

*Bergwitzer Braunkohlenwerke Aktiengesellschaft*, *Direktion*, Dresden-A. 1, Johann-Georgen-Allee 25, vorgeschlagen von den Herren BORNHARDT, KRUSCH und BÄRTLING.

Herr MAX WEG, Buchhändler, Leipzig, Königstr. 3, vorgeschlagen von den Herren MICHAEL, SCHNEIDER und BÄRTLING.

*Alkaliwerke Ronnenberg*, Hannover, Landschaftstr. 6, vorgeschlagen von den Herren RINNE, BORNHARDT und BÄRTLING.

*Hohenlohe-Werk, Aktiengesellschaft, Hohenlohe-Hütte,*  
vorgeschlagen von den Herren BORNHARDT, MICHAEL  
und BÄRTLING.

*Gräflich von Ballestremsche Güter-Direktion, Ruda,*  
vorgeschlagen von den Herren BORNHARDT, MICHAEL  
und BÄRTLING.

*Gewerkschaft Alte Dreisbach, Niederschelden a. d. Sieg,*  
vorgeschlagen von den Herren BORNHARDT, KRUSCH  
und BÄRTLING.

*Donnersmarkhütte, Oberschlesische Eisen- und Kohlen-  
werke, Zabrze,* vorgeschlagen von den Herren BORN-  
HARDT, MICHAEL und BÄRTLING.

*Gebr. Stumm, G. m. b. H., Neunkirchen a. d. Saar,* vor-  
geschlagen von den Herren BORNHARDT, KRUSCH und  
BÄRTLING.

*Grube Leopold b. Edderitz, Aktiengesellschaft, Direk-  
tionsbureau, Cöthen i. Anhalt, Heinrichstr. 1,* vor-  
geschlagen von den Herren BORNHARDT, KRUSCH und  
BÄRTLING.

Herr Bergtrat PAUL JOHOW, Buer i. W., vorgeschlagen  
von den Herren BORNHARDT, KRUSCH und BÄRT-  
LING.

*Verwaltung der Steinkohlenbergwerke-Cons. Fuchsgrube  
zu Neu-Weißstein und David zu Konradsthal, Neu-  
Weißstein, Post Altwasser i. Schles.,* vorgeschlagen  
von den Herren BORNHARDT, KRUSCH und BÄRT-  
LING.

*Oberschlesische Eisenindustrie, Aktiengesellschaft für  
Bergbau und Hüttenbetrieb, Gleiwitz,* vorgeschlagen  
von den Herren BORNHARDT, MICHAEL und BÄRT-  
LING.

Herr Geh. Justizrat M. KEMPNER, Vorsitzender des Kali-  
syndikats G. m. b. H., Berlin W., Taubenstr. 46, vor-  
geschlagen von den Herren BEYSLAG, BÄRTLING  
und MICHAEL.

Herr Berginspektor WILLIAM KOEHLER, Recklinghausen,  
vorgeschlagen von den Herren v. LINSTOW, HARBORT  
und MENZEL.

Der Vorsitzende gedenkt des am 3. April verstorbenen  
Mitgliedes, des Königlichen Bezirksgeologen Dr. FRITZ  
SOENDEROP zu Berlin und widmet dem am 26. April  
verstorbenen Wiener Geologen EDUARD SUESS folgenden  
Nachruf:

### EDUARD SUESS †.

Die geologische Wissenschaft hat einen großen Verlust erlitten. EDUARD SUESS ist am 26. April in Wien im Alter von 82 Jahren gestorben. Als 22 jähriger trat er am 3. November 1852 unserer Gesellschaft bei, vorgeschlagen durch die Herren VON HAUER, HOERNES und BEYRICH; er war eine Reihe von Jahren unser Mitglied. Sein Tod löst in der ganzen wissenschaftlichen Welt schmerzliche Empfindungen aus. Gestatten Sie mir als seinem ehemaligen Schüler einige Worte des Nachrufes:

EDUARD SUESS entstammt einer Wiener Familie; ursprünglich Ingenieur, studierte er in Prag und in Wien Mineralogie und Geologie. 1852 wurde er Assistent am Wiener Hofmineralienkabinett und erhielt 1857 eine außerordentliche, 1862 die ordentliche Professur der Paläontologie und zugleich die geologische Professur an der Wiener Universität. Nach 33jähriger Tätigkeit trat er bei Erreichung der gesetzlichen Altersgrenze im Juli 1901 von seinem Lehramt zurück, um als Privatgelehrter zu leben.

EDUARD SUESS hat, namentlich in der Zeit von 1863 bis Anfang der neunziger Jahre, auch im öffentlichen Leben, im Wiener Gemeinderat, im Landtag und im Reichsrat, als Politiker eine hervorragende Rolle gespielt. Seit 1867 war er Mitglied der Wiener Akademie der Wissenschaften, 1891 deren Generalsekretär, von 1898 bis 1911 Präsident derselben.

In Anerkennung seiner zahlreichen Verdienste um das Gemeinwesen hat ihn die Stadt Wien zu ihrem Ehrenbürger gemacht. Das ihm zugedachte Ehrengrab, mit welchem die Stadt Wien ihre verdienstvollsten Mitbürger zu ehren pflegt, konnte die Familie nicht annehmen, einem Wunsch des Verstorbenen folgend, welcher auch auf der Höhe seines wissenschaftlichen Ruhmes äußeren Ehren und Auszeichnungen abgeneigt und stets der schlichte Gelehrte geblieben war.

Die ersten Arbeiten von EDUARD SUESS lagen auf paläontologischem Gebiet; sie betrafen die Ammoniten, die Gastropoden und die Säugetierfauna des Wiener Tertiärbeckens. 1856 veröffentlichte er in unserer Zeitschrift einen Aufsatz über *Catantostoma-clathratum* SANDBERGER und eine Mitteilung über die Kössener Schichten.

Großes Aufsehen erregte dann sein 1862 erschienenes Buch: „Der Boden der Stadt Wien“ nach seiner Bildungsweise, Beschaffenheit und seinen Beziehungen zum bürgerlichen Leben.“ In diesem Werk, in welchem nicht nur der unmittel-



bare Untergrund der Reichshauptstadt, sondern auch die wechselvolle Geschichte des alten Miozänmeeres mit seiner ganzen Lebewelt in meisterhafter Darstellung behandelt wird, zeigt sich die SUESS vor allen Forschern seiner Zeit kennzeichnende Großzügigkeit in der Auffassung und in der Behandlung eines jeden Gegenstandes, dem seine Studien galten.

Die Hauptbedeutung von EDUARD SUESS liegt aber auf dem Gebiet der tektonischen Geologie, die durch ihn in vollständig neue Bahnen gelenkt worden ist. In seinen grundlegenden Arbeiten über die Erdbeben Nieder-Österreichs und des südlichen Italiens betonte SUESS zum erstenmal die Unabhängigkeit der Erdbeben von vulkanischen Äußerungen, das Vorhandensein bestimmter Schütterlinien und deren Zusammenhang mit großen tektonischen Bruchlinien.

Es war dann mehr wie selbstverständlich, daß sich die Forschungen von SUESS den heimatlichen Alpen zuwendeten. Mit seinem 1876 erschienenen Buche „Über die Entstehung der Alpen“, dem eine Arbeit über den Bau des Apennins voranging, begründete SUESS eine völlig neue tektonische Auffassung über den Bau der Gebirge, welche jahrzehntelang die allein herrschende blieb. Das Werk behandelt bereits außer den Alpen die Karpathen, die Gebirge Ungarns, die der Adria und den Apennin. SUESS verneinte mit Schärfe jede Hebung der Gebirge, jedes Wirken von vertikal von unten nach oben wirkenden Kräften. Er widerlegte die Auffassungen LEOPOLD V. BUCHS und ELIE DE BEAUMONTS von dem symmetrischen Aufbau bzw. der geometrischen Anordnung der Gebirge. SUESS zeigte die Einseitigkeit im Bau der Kettengebirge, vor allem den Zusammenhang zwischen Faltung und großen Einbrüchen. Wie in den Alpen erkannte er auch im Balkan und in den Gebirgen Asiens völlig einseitig aufgebaute Kettengebirge, welche durch im allgemeinen in nördlicher Richtung wirkende tangentiale Kräfte zusammengeschoben wurden.

Bei diesem Prozeß mußten naturgemäß vorgelagerte ältere Gebirgsmassen den Verlauf der jungen Falten mehr oder weniger beeinflussen. Die Einseitigkeit des Baues kommt durch die verschiedenartigen Erscheinungen am Außenrand und am Innenrand der Gebirge zum Ausdruck.

Der starken Faltung, den Überschiebungen, dem bogenförmigen Verlauf der Falten auf der Außenseite stehen auf der Innenseite große Brüche und Senkungsgebiete gegenüber.

Seine neue Methode, durch vergleichende Behandlung der Tektonik einzelner Gebirge zu einer allgemeinen Auffassung über den Bau der Gebirge überhaupt zu kommen, dehnte

SUESS dann später auf die Gebirge und Weltmeere der ganzen Welt aus. An seinem Meisterwerk, dem „Antlitz der Erde“, hat SUESS bis zur vollkommenen Vollendung fast drei Jahrzehnte hindurch gearbeitet. Der erste Band, welcher die Bewegungen in dem Felsgerüst der Erde und die Gebirge behandelte, erschien 1883, der zweite Band, welcher die Meere der Erde zur Darstellung brachte, 1888, der dritte Band, betitelt „Das Antlitz der Erde“, in seiner ersten Hälfte 1901, in seiner zweiten Hälfte 1909. Dieses Werk, welches die gesamte umfangreiche und dabei doch recht verschiedenartige Literatur in meisterhafter Darstellung in unübertroffener Großzügigkeit zu einem einheitlichen Bild über die gegenwärtige und frühere Gestaltung der Erdoberfläche verarbeitet, hat den Weltruhm von EDUARD SUESS begründet. Alte Erfahrungen werden hier mit einer Fülle von neuen Tatsachen, neuen, weit- ausgreifenden Ideen und allgemeinen Schlußfolgerungen zusammengefaßt. Es ist ein Monumentalwerk in meisterhafter Sprache, nicht immer auch für den Fachgeologen leicht zu lesen, wie es niemals vordem ein ähnliches gegeben hat und nicht sobald in gleicher Weise wieder geschrieben werden kann. Selbstverständlich wurde es von nachhaltigstem Einfluß auf die Literatur über die tektonische Geologie. Das Werk ist in alle Weltsprachen übersetzt worden. Begeistert schrieb MARCEL BERTRAND in dem Vorwort zur französischen Ausgabe: „Über der geologischen Struktur unseres Planeten lag tiefste Finsternis. Der Tag, an dem das Antlitz der Erde erschien, das war der Tag, an dem das Licht die Finsternis erhellte.“ Von allgemeinem Interesse ist das auch als besonderes Buch erschienene Kapitel über die Sintflut der Bibel, welche SUESS auf Grund der historischen Grundlagen geologisch als eine durch Erdbeben und durch Zyklone verursachte Überschwemmung Mesopotamiens von dem persischen Meere her erklärt.

Von großer Bedeutung wurde das Ergebnis, daß sich die Kontinentalmassen nicht in einer wechselnden Aufwärts- und Abwärtsbewegung befinden und aus oder in die Weltenmeere tauchen, sondern daß die Meere unabhängig in großen Transgressionen sich über die Festländer verbreiteten. Die heutigen Ozeane sind Senkungsgebiete jüngsten Alters, deren Begrenzungen durch Vulkane charakterisierte Bruchlinien bilden. Ein wesentlicher Unterschied ist hierbei zwischen den Küstengebieten des Atlantischen und des Pazifischen Ozeans vorhanden.

Senkungen\* infolge von Störungen haben in der Erdgeschichte stets die Hauptrolle gespielt; dem einsinkenden

Erdfesten schlossen sich die negativen Bewegungen der Ozeane in den verschiedensten Zeiten und in den verschiedensten Ausmaßen an.

Das heutige Mittelmeer ist der letzte Hinweis auf die gewaltige Tethys des Tertiärs, deren Absätze überall, nicht nur in den Alpen, zu den großen Kettengebirgen gefaltet wurden.

Kleinere plötzliche Bewegungen der Küsten sind auf vulkanische Gebiete beschränkt, wie an dem Beispiel des Serapis-Tempels von Puzzuoli bei Neapel gezeigt wurde, wo positive und negative Strandverschiebungen je nach benachbarten vulkanischen Eruptionen miteinander wechseln. Den Senkungsgebieten stehen diejenigen gegenüber, in denen tangential faltende Bewegungen ausgelöst wurden. SUESS erläutert in seinem Werke die feinsten Züge in der Struktur der Faltengebirge. Er erkannte die mehrfache Wiederholung von Faltungsperioden in den verschiedensten Formationen, welche er die archaische, die kaledonische (Silur), die variscische oder armorikanische (Carbon) und die alpine Phase (Tertiär) der Gebirgsbildung nannte. Die Gebiete der ältesten Faltung liegen im Nordwesten (Hebriden), die jüngsten im Südosten (Alpiden und Dinariden). SUESS wies uns zuerst auf die Bedeutung großer horizontaler Überschiebungen von älteren Gebirgsmassen über jüngere im Zusammenhange mit der Faltung hin. Er wurde so der Begründer der Deckentheorie, deren jetzigen Auswüchsen er aber ferne stand. Selbstverständlich erschienen die in dem neuen Werk vorgetragenen Ideen manchem als zu weitausgreifend, und es hat an Widersprüchen und Entgegnungen auf Einzelheiten in seinen Darstellungen und auf seine Schlußfolgerungen nicht gefehlt. Doch keiner seiner wissenschaftlichen Gegner konnte jemals die alles überragende Genialität des Werkes verkennen, welches nur dem seinerzeit für die stratigraphische Geologie bahnbrechenden Werke LYELLS den „Principles“ of Geology und dem „Kosmos“ ALEXANDER VON HUMBOLDTS an die Seite zu stellen ist.

So groß wie als Gelehrter war EDUARD SUESS auch als akademischer Lehrer. Wer das Glück gehabt hat, seine Vorlesungen zu hören, wurde von Bewunderung erfüllt über die Meisterschaft seiner Rede und über die staunenswerte Gewandtheit seiner zeichnenden Hand, welche seine gedankenvollen Worte in raschen, klaren Strichen an den großen Tafeln seines Hörsaals zu erläutern vermochte. Die Wiener Schule wurde durch SUESS lange Zeit führend auf dem Gebiet der tektonischen Geologie. Wer jemals mit EDUARD SUESS zusammen

war, dem wird der Eindruck seiner schlichten und doch großen Persönlichkeit unvergeßlich sein.

Auch als praktischer Geologe hat SUESS gewirkt. Die weltberühmte Wiener Hochquellenleitung, welche der Stadt seit 1873 aus dem Schneeberggebiet, den Quellen Kaiserbrunnen und Sticksenstein, vorzügliches Trinkwasser lieferte, ist sein ureigenstes Werk, ebenso die großartige Donau-regulierung, durch welche der ungezügelte Alpenstrom in ein sicheres Kanalbett geleitet wurde. Seine Arbeiten über die Zukunft des Goldes 1877 und die Zukunft des Silbers 1892 sind weitere Beweise, wie SUESS in überragender Großzügigkeit sein ungeheures Wissen in meisterhafter Sprache in gedankenreichen Darstellungen zum Gemeingut aller Interessenten machte. Der wissenschaftlichen Bedeutung dieser seiner Schriften tat es keinen Abbruch, daß die von SUESS als überzeugten Bimetallisten und Gegner der reinen Goldwährung bestrittene Möglichkeit einer Zunahme der Goldproduktion durch die später erfolgte Entdeckung der reichen Goldlagerstätten im Transvaal eine Widerlegung erfuhr. Mit aufrichtigem Bedauern sahen seine Schüler und Freunde ihn von seiner Lehrkanzel scheiden, als er mit Erreichung der Altersgrenze seine Vorlesungen 1901 einstellen mußte. Noch schmerzlicher berührt sie der Gedanke, daß er jetzt nicht mehr unter den Lebenden weilt, er, den sein Monarch in einem kaiserlichen Handschreiben bei seinem Scheiden von der Präsidentschaft der Akademie treffend charakterisierte mit den Worten: „Die Gebildeten auf dem ganzen Erdball kennen Ihren Namen als einen der glänzendsten und die Welt der Gelehrten reiht ihn unter ihre besten.“

Ehre seinem Andenken! (R. MICHAEL.)

Zu Ehren der beiden Verstorbenen erheben sich die Anwesenden von ihren Sitzen.

**Herr H. HESS VON WICHDORFF** spricht sodann über **Fortsetzung und Verlauf der samländischen Endmoräne in Ostpreußen.** (Mit 2 Abbildungen.)

Auf zwei Seiten, im Westen und Norden, von der Ostsee umgeben (die „Bernsteinküste der Alten“), weiter begrenzt von zwei ausgedehnten Haffen, dem Frischen Haff im Süden und dem Kurischen Haff im Nordosten, und im Südosten umflossen von den beiden Flüssen Pregel und Deime dehnt sich im Nordwesten der Provinz Ostpreußen das Samland aus. In

neueren Zeiten ist dieser althergebrachte geographische Begriff des wasserumflossenen Samlandes wesentlich eingeschränkt worden, und man versteht heute unter dem Samlande im engeren Sinne den westlichen meer- und haffumgebenen Teil des Samlandes, etwa bis zur Königsberg—Cranzer Eisenbahn.

Das ungefähr ein langgezogenes Viereck bildende Samland besitzt sowohl weite, ziemlich ebene Landschaften wie hügelige Geländeformen, die aus mächtigen Geschiebemergelablagerungen aufgebaut werden und dem Lande eine bemerkenswerte Fruchtbarkeit und landwirtschaftliche Bedeutung verleihen. Nur die höhergelegenen Gebiete des Samlandes, das im Galtgarben (110 m) seine höchste Erhebung besitzt, weisen streckenweise ausgedehnte hochgelegene blockreiche Sandberge, steile Kiesrücken und typische Blockpackungen auf, denen sich im südlichen Vorland (z. B. nach dem Frischen Haff zu) weite, vielfach bewaldete und wenig fruchtbare Sandebenen anschließen. P. G. KRAUSE gebührt das Verdienst, in den Jahren 1900 bis 1904 zuerst erkannt zu haben<sup>1)</sup>, daß diese orographisch sich deutlich heraushebenden, im weiten Bogen angeordneten Höhenrücken des Samlandes einen nicht unbedeutenden Endmoränenzug darstellen, in dessen Vorland ein z. T. eingeebneter Sandur entlangzieht. Die dann später im Jahre 1908 begonnene und im vergangenen Jahre abgeschlossene geologische Spezialaufnahme des Samlandes hat die Ergebnisse der Untersuchungen von P. G. KRAUSE in vollem Maße bestätigt und im Anschluß an diese Beobachtungen zur Auffindung der weiteren Fortsetzung der samländischen Endmoräne geführt. Die neuen Erkenntnisse über die Lage und Verbreitung der samländischen Endmoräne erscheinen um so wichtiger, als der bisher bekannte Teil derselben, der einen auffallend starkgewölbten Endmoränenbogen mit zwei nach Norden gerichteten Endflügeln darstellt, als Torso für sich allein für die Deutung der Rückzugsrichtung und des Verlaufes der Endmoräne nicht ausreichte. Erst durch die jetzt abgeschlossenen neueren Untersuchungen und die weitere Verfolgung der Endmoräne ist ein sicherer Überblick über die Gesamterscheinung und Richtung der samländischen Endmoräne geschaffen und ihre Bedeutung für die Geologie des Samlandes klar geworden (Fig. 1).

Der Aufbau und die Zusammensetzung der samländischen Endmoräne weist in vielen Teilen durch das Auftreten hoher ausgedehnter Sandberge mit eingestreuten kleineren und größeren

---

<sup>1)</sup> P. G. KRAUSE: Über Endmoränen im westlichen Samlande. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1904, Bd. XXV, S. 369—383.

erratischen Blöcken, steiler Kiesberge und Kieskuppen, die bald als Spatkies, bald als Geröllepackung entwickelt sind, typischer, z. T. recht stattlicher Blockpackungen und seltener hoher Mergelsandberge auf reine Aufschüttung hin. Andere Teile mitten im Zuge der samländischen Endmoräne bestehen,

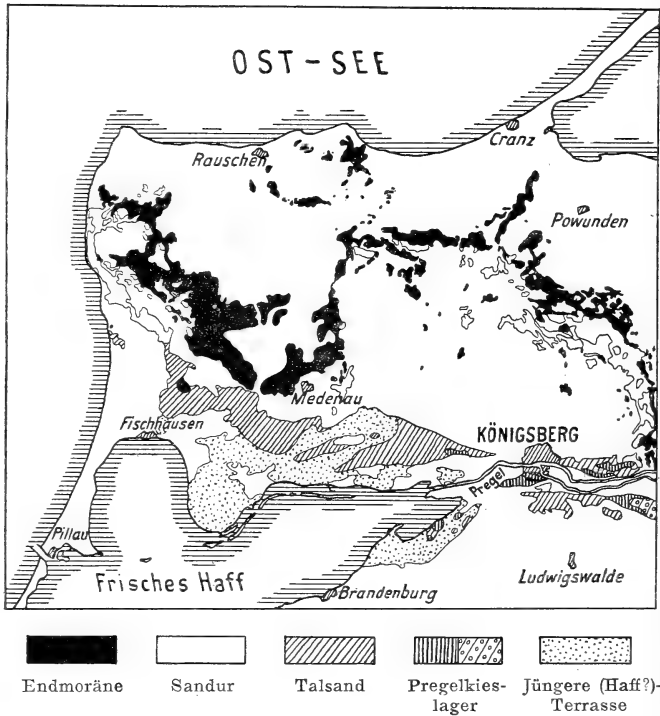


Fig. 1.

Übersichtskartenskizze des Verlaufes der samländischen Endmoräne.

wie z. B. der Nadrauer Zug, dagegen vorwiegend aus Geschiebemergelrücken mit eingelagerten Sanden, zwischen denen wiederum einige kleine Aufschüttungskuppen auftreten, so daß es ungewiß bleibt, ob hier Staumoränen vorliegen, oder ob der oszillierende Eisrand stellenweise Grundmoränenbänke auf der eigentlichen Aufschüttungsendmoräne abgesetzt hat. Dieser Umstand erschwert auch ungemein die Abgrenzung der eigentlichen Endmoräne von der gleichfalls stark bergigen Grundmoränenlandschaft; man kann daher z. B. in der Gegend

zwischen Germau, Medenau und Galtgarben über die Breite des Endmoränenbogens verschiedener Meinung sein.

Die weiten Sandflächen, die an den Südrhang der samländischen Endmoräne sich anschließen, stellen in der Nähe der Endmoräne zweifellos Sandur-Bildungen dar. Sie gehen nach Süden zu teils unmerklich, teils in Absätzen in Talsand-Gebiete über. Die tiefstgelegenen Teile der Talsandebene in der Umgebung des Haffes dürften zudem wohl auch in Beziehungen zu gewissen Ereignissen im Ostseebecken bzw. im Haffe stehen, wie überhaupt einzelne Phasen der Geschichte der Ostseeküste bisher noch nicht hinlänglich erforscht sein dürften. Die größten Schwierigkeiten der Erklärung bieten die längs des Pregels und des Frischen Haffes innerhalb einer Talsandterrasse auftretenden ausgedehnten und mächtigen Kieslager, die von Moditten und Juditten wie südlich des Haffes von Heide Maulen und Haffstrom nach dem Haberberg im Süden der Stadt Königsberg sich erstrecken und von da südlich des Pregels von Adlig-Neuendorf, Kraußen, Kraußenhof bis Steinbeckellen und nördlich des Pregels über Liep, Moosbude und Lauth fortsetzen bis an den Fuß der dort angrenzenden samländischen Endmoräne bei Lapsau. Es sind dies sehr große und tiefreichende (bei Fort Lauth 11 m mächtige) Kieslager, die wegen ihrer Lage nahe am schiffbaren Pregel und Haff in unmittelbarer Nähe von Königsberg wichtige technische Bedeutung haben. F. KAUNHOWEN hat zuerst den Gedanken ausgesprochen, daß dieser Zug der Pregel-Kieslager eine später eingeebnete (terrassierte) Endmoränenbildung sei. In diesem Falle hätte man sich vorzustellen, daß die samländische Endmoräne zuerst von Kreislacken über Germau nach Medenau (wie auch später), von hier aber — an Stelle der von Medenau aus scharf nördlichen Abbiegung — in ziemlich regelmäßigem, südlich ausgebogenem Verlauf über Moditten, Heide Maulen, Haffstrom, Juditten, Haberberg, Liep, Moosbude, Kraußen und Lauth sich erstreckt hätte, um hier direkt an die bei Arnau von Norden her wieder herankommende Endmoräne sich wieder anzuschließen. Es würde dies also einem älteren Stadium der samländischen Endmoräne entsprechen; eine Annahme, die eine besondere Stütze finden würde in der auffälligen, etwas unmotivierten Nordwärtsbiegung der späteren Staffel Medenau—Nadrauen—Rudau—Arnau. Diese Hypothese für die Entstehung der Pregel-Kieslager hat zweifellos viel für sich und ist ernst zu erwägen. Indessen erscheint mir zurzeit ein endgültiges Urteil über die Art ihrer Ablagerung noch unzulässig, solange das Pregel-Urstromtal, in dessen Bereich die Pregel-

Kieslager ausschließlich auftreten, noch nicht weiter verfolgt ist. Die Pregel-Kieslager zeigen nämlich regelmäßig ein immer wiederkehrendes deutliches Einfallen nach Westen — pregelabwärts —, was stark für eine Fluß-(Urstrom-)Ablagerung spricht, um so mehr, als man diese Hauptneigung der parallel-diskordanten Kiesbänke nicht nur in den hangenden, sondern auch in allen tiefergelegenen Kiesbänken wahrnehmen kann. Auch ist gerade das Querprofil des Kraußener Kieslagers (Fig. 2) geeignet, für eine starke Flußerosion in dem Geschiebemergelplateau zu sprechen, aus dessen Auswaschung durch den Urstrom die großen erratischen Blöcke, die sich mehrfach namentlich im Lauther und Kraußener Kieslager finden, noch einfacher zu erklären sind wie durch eine Endmoränenlage. Im Liegenden der beiden letztgenannten Lager steht der Geschiebe-



Fig. 2.

Querprofil durch das Pregel-Urstromtal mit den Kieslagern.

mergel geschlossen an, ebenso wie zu beiden Seiten der Lager, so daß eine Urstrom-Ablagerung der terrassenmäßig eingesenkten Kieslager (nach meiner bisherigen Annahme) ebensoviel Wahrscheinlichkeit für die Entstehung der Pregel-Kieslager besitzt wie die oben geschilderte Endmoränenhypothese. Erst die spätere Verfolgung des Pregel-Urstroms nach Osten nach Tapiau, Wehlau und Insterburg wird die Entscheidung bringen, welche der beiden Hypothesen zu Recht besteht; gegenwärtig ist die Lösung dieser Frage nicht möglich.

Weit im Süden des Pregels, außerhalb des Samlandes, erhebt sich in der Gegend von Preußisch-Eylau und Domnau die nächstältere Endmoränenstaffel Ostpreußens, die Vorgängerin der samländischen Endmoräne. Als die Preußisch-Eylau-Domnauer Eisrandlage vom Inlandeis aufgegeben wurde und der Eisrand in die Gegend der samländischen Endmoräne zurückverlegt wurde, entstand nördlich der Domnau-Eylauer Endmoräne in dem niedrigen Hinterland derselben bis an den Pregel und teilweise noch nördlich desselben bis Quednau im Samlande ein gewaltiges Staubecken, in dem sich in weiter, wenig unterbrochener Ausdehnung gewaltige Decktonablagerungen mit kleineren Decksandbildungen absetzten. Diese



mächtigen Deckton- bzw. Staubeckenton-Gebiete haben in der Umgegend von Königsberg, Ludwigswalde und Tharau eine fruchtbare Landwirtschaft und zahlreiche Ziegeleien ermöglicht.

Wie weit die samländische Endmoräne nach Osten noch fortsetzt und welche Beziehungen zu den Endmoränen Litauens bestehen, wird die fortschreitende geologische Aufnahme Ostpreußens später klären.

An der Erörterung beteiligen sich die Herren MENZEL, KAUNHOWEN und der Vortragende.

### Herr E. ZIMMERMANNI sprach über Gerölltonschiefer im Untersilur Thüringens.

Den Namen Gerölltonschiefer (als Abkürzung für geröllführenden Tonschiefer) hat 1893 KALKOWSKY<sup>1)</sup> in einer Arbeit über culmische konglomeratische Gesteine der Gegend von Lehesten—Stockheim aufgestellt, um damit den bedeutenden Anteil darin befindlichen feinen und feinsten klastischen Materials neben dem gröberen, groben und sehr groben zum Ausdruck zu bringen. Doch kann ich die Menge und Bedeutung dieses Anteils nicht für hoch genug ansehen, um für das Hauptgestein des Originalfundorts und für seine von mir bei der Spezialkartierung des Blattes Lehesten eingehend verfolgte Fortsetzung den Namen Gerölltonschiefer annehmen zu können; auch nach seinem Äußeren und dem Mangel an Schieferigkeit ist es kein „Tonschiefer“, sondern eine sehr geröllreiche Grauwacke oder ein Konglomerat; nur sehr untergeordnet treten dort wirkliche Tonschiefer mit Geröll auf.

Dagegen findet sich im oberen Teile des Untersilurs ein richtiger Tonschiefer (derjenige, für den GÜMBEL den Namen Lederschiefer nach seiner Verwitterungsfarbe aufgestellt hat), der in einigen Gegenden, so z. B. bei Gefell und Saalburg, besonders aber zwischen Saalfeld, Ludwigstadt und Gräfental, vereinzelt Gerölle führt und darum als geröllführender Tonschiefer oder Gerölltonschiefer bezeichnet werden kann. Freilich ist auch an den reichsten Stellen die Zahl der Gerölle so gering, daß man in guten Aufschlüssen auf 10, ja auf 50 m Entfernung erst einmal eines findet. Der in Frage stehende Schiefer zeichnet sich vor den sonstigen thüringischen Tonschiefern durch ungewöhnlich grobes Korn, das im Dünnschliff oft schon mit bloßem

<sup>1)</sup> KALKOWSKY: „Über Gerölltonschiefer glazialen Ursprungs im Culm Thüringens“. Diese Zeitschr. 1893, S. 69—86.

Auge zahlreiche Sandkörner erkennen läßt, und einen großen Reichtum an — schon ohne weiteres sichtbaren, im Sonnenlicht glitzernden — weißen Glimmerblättchen aus, die nicht auf einzelnen Schichtflächen gehäuft, sondern ziemlich gleichmäßig durch die ganze Masse verteilt sind und meist parallel zueinander liegen; deutliche Schichtung ist kaum je, schiefrige, wenn auch unebene, Spaltbarkeit dagegen überall sehr gut ausgebildet. Die geröllführenden Partien weichen hiervon in keiner Weise ab, nur daß sie eben als Seltenheit einmal ein Geröll führen.

Diese Gerölle schwanken von weniger als 1 bis über 12 cm Größe, sind meist polyedrisch gestaltet mit stark gerundeten Kanten, selten sind sie ellipsoidisch gut abgerollt und plattenförmig; stets sind sie sehr zäh und schwer zu zerschlagen, abgesehen von einigen durch Verwitterung gemürbten, meistens jetzt aus rostigem Mulm bestehenden, ehemals wohl kalk- oder schwefelkiesreichen, die aber im frischen Zustande wohl auch sehr hart waren. Im allgemeinen stellen sie also eine „Auslese des Zähesten“ dar.

Die Mehrzahl besteht aus hellgrauem, bräunlich angewittertem feinstkörnigen Quarzit ohne Schichtung, und in diesem trifft man auch gelegentlich Versteinerungen an, bzw. die ganze Knolle kann aus einer Versteinerung (Cystidee) bestehen<sup>1)</sup>. Die darauf sich gründende Vermutung, es könnten hier verkieselte Kalkkonkretionen vorliegen, wurde zwar durch einige hohle Quarzitknollen, die innen mit Quarzkrystallen überdrust waren, sowie durch Quarzite mit einzelnen erbsgroßen konzentrisch schaligen kieseligen Oolithkörnern etwas gestützt, muß aber wohl aufgegeben werden, nachdem sich auch schrägschichtige feinkörnige und ferner auch gröberkörnige feldspatkörnerführende und selbst fast konglomeratishgrobe Quarzite gefunden haben. Weiter sind glimmerreiche Sandsteine, Quarzite voll hirsekorngroßer dunkler Oolithkörner, sodann Gesteine aus wahrscheinlich phosphoritischer Substanz, ein fraglicher Diabasmandelstein mit verkieselten Mandeln, endlich mehrere weiße aplitische Granite als Gerölle gefunden.

Die oben erwähnten Versteinerungen sind stets nur in Steinkern und Abdruck, höchstens noch mit ockerig-mulmigem Ersatz der Kalksubstanz erhalten, meist ziemlich mangelhaft, oder mindestens sehr schwer besser herauszuarbeiten. Am auf-

---

<sup>1)</sup> LORETZ hat in seiner Abhandlung über solche Versteinerungen (Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1883, S. 136—158) auch einzelne Gesteine näher beschrieben, auch mikroskopisch.

fälligsten und relativ am häufigsten sind Cystideen: die Sammlung der Geol. Landesanstalt hat ihrer etwa  $1\frac{1}{2}$  Dutzend; sie sind 3 bis 8 cm groß und gehören meist der Gattung *Echinospaerites*, seltener *Caryocystites*, vielleicht auch anderen an, doch fehlen meist die leitenden Gattungs-, noch mehr die Artmerkmale. Außerdem finden sich Stielglieder von Crinoiden oder Cystideen, Bryo- und Anthozoen, *Orthis*, Trilobiten, Beyrichien, endlich in manchen Geröllen dicht gehäuft stachelartige Körper, die wohl auf *Ceratiocaris* zurückzuführen sind.

Was die Heimat der Gerölle betrifft, so sind mir die feinkörnigen Quarzite, insbesondere die fossilführenden, von keiner Stelle Thüringens anstehend bekannt; allenfalls könnten gewisse oolithische und phosphoritische Gesteine sowie die glimmerreichen Sandsteine mit Gesteinen aus den nächst tieferen Schichten des Thüringer Untersilurs verglichen werden; über die Granite und den Diabas vermag ich gar nichts zu sagen; dagegen glaube ich mit ziemlicher Sicherheit einige grobkörnige Quarzite auf den Langenbergquarzit im westthüringischen Cambrium beziehen zu dürfen, dasselbe Gestein, welches für die quartären Ilmschotter Thüringens so leitend ist. — Bemerkenswert ist, daß untersilurische (durch *Echinospaerites* als solche bestimmte) Gesteine schon im Untersilur selbst wieder so stark verhärteten konnten, wie ich es beschrieben habe.

Von besonderem Interesse ist die Frage, wie Gerölle von solcher Größe und Schwere (bis fast 1 kg) in das sonst ja sehr viel feinere Sediment gekommen sein mögen. Für seine culmischen „Gerölltonschiefer“ glaubte KALKOWSKY nicht ohne Zuhilfenahme von Eis, mindestens von Eisschollen, auskommen zu können; ich habe in den Erläuterungen zu Blatt Lehesten (S. 59) meine Ansicht hierüber ausgesprochen. Für den silurischen Gerölltonschiefer möchte ich glaziale Entstehung noch weniger annehmen (die an zwei Geröllen beobachteten Schrammen halte ich nicht für glazial), sondern möchte eher an Verschwemmung der Gerölle an der Wurzel von Tangen denken, die in einer Küstenregion auf ihnen Fuß gefaßt hatten. Von den Tangen selbst ist allerdings keine Spur mehr nachweisbar. An den Transport in dem Wurzelwerk von gedrifteten Bäumen wie bei den Geröllen in Steinkohlenlagern ist natürlich nicht zu denken.

An der Besprechung des Vortrages beteiligten sich die Herren HARBORT, KEILHACK, KRAUSE, WEISSERMEL, MENZEL und der Vortragende.

Herr MENZEL sprach: **Über einige Pliocän-Fossilien vom Niederrhein.** (Mit einer Texttafel.)

Aus der dem Diluvium unmittelbar voraufgehenden jüngsten Stufe des Tertiärs, dem Pliocän, kennen wir aus dem mittleren Europa noch verhältnismäßig wenige Fossilien, insbesondere wenige Binnenmollusken, die uns ein Bild von der Zusammensetzung und der Verbreitung derselben in jener Zeit geben können. Deshalb ist jeder neue Fund von pliocänen Fossilien, insonderheit von solchen aus dem jüngeren Pliocän, von Interesse.

Durch einige Kollegen erhielt ich aus pliocänen Schichten der Gegend des Niederrheins sowie des benachbarten Hollands einige kleine Faunen zur Bestimmung zugestellt.

1. Gemert.

Schon vor Jahren hatte mir Herr Distriktsgeologe Dr. P. TESCH in Nymwegen aus einer Bohrung 1 km östlich von Gemert einige Süßwasser-Conchylien übersandt, deren Bestimmung nicht unerhebliche Schwierigkeiten machte. Diese Bohrung wies folgendes Profil auf:

- 0— 3,30 jung-diluvialer Sand,
- 12 Hauptterrassenschotter,
- 17,60 Ton,
- 27,70 mittelkörniger Sand mit einigen kleinen Geröllen,
- 37 Ton. Bei 32 m Süßwasser-Conchylien und Früchte  
(= *Vitis vinifera* L.),  
darunter folgten marine Pliocän-Bildungen.

In der bei 32 m gefundenen kleinen Fauna, die schon von TESCH als pliocän angesprochen worden war, ließen sich folgende Arten erkennen (Eine vorläufige Bestimmung führte schon TESCH in seiner Arbeit „Over Pleistocene en Pliocene in den Nederlandschen Boden (II), Tijdschrift van het Kon. Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, 2. Ser. Bd. XXVIII, 1911 an):

1. *Bythinia* sp. Eine spezifische Bestimmung ist nicht weiter durchzuführen.
2. *Vivipara gracilis* LÖRENTHEY. Die Stücke aus der Bohrung Gemert stimmen nicht ganz mit den mir von Herrn Professor LÖRENTHEY freundlichst zur Verfügung gestellten Vergleichsexemplaren überein, insbesondere fehlt den holländischen Stücken die starke Abplattung der ungarischen und auch etwas

die Verdickung der Schale an der Naht. Immerhin ist die Übereinstimmung bei diesen variablen Formen so groß, daß man die holländischen Stücke unbedenklich in die nächste Verwandtschaft der *Vivipara gracilis* stellen kann. Das Lager der letzteren findet sich in den oberpannonischen Schichten der Gegend des Plattensees in Ungarn. (Tafel, Fig. 1 u. 2.)

3. *Lithoglyphus Neumeyeri* BRUSINA.

var. *Michaeli* COV. Die in einer ganzen Anzahl von Exemplaren in dem Bohrloch gefundenen Lithoglyphen lassen sich am besten mit dieser in den levantinischen Schichten Rumäniens auftretenden Art vereinigen.

4. *Pisidium amnicum* MÜLL. Einige Bruchstücke gehören zweifellos zu dieser Art.

5. *Pisidium astartoides* SANDBERGER. Ein nicht ganz vollständiges Stück gehört zu dieser charakteristischen und interessanten Art, die seither nur aus dem älteren Diluvium bekannt geworden ist.

Von diesen fünf Arten sind drei (1, 4 und 5) auch diluvial bekannt, und zwar die letzte (5) nur diluvial, während die beiden anderen noch heutigen Tages leben. Die beiden unter 2 und 3 genannten Arten aber kennen wir bisher nirgends aus Deutschland und Holland. Sie treten erst wieder im Südosten von Europa in jungtertiären Schichten auf. Ihr Vorkommen am Niederrhein beweist uns aber, daß sie auch in dazwischen liegenden Gebieten zur jüngsten Tertiärzeit verbreitet gewesen sein mußten, und daß auch in dieser noch so wenig bekannten Zeit im mittleren Europa eine reichere Binnenmollusken-Fauna gelebt haben muß, in der Arten, die sich durch das Diluvium hindurch bis heute erhalten haben, neben Nachkommen tertiärer Gruppen vorkamen, die während der Diluvialzeit erloschen sind. Als ich dem vor kurzem verstorbenen ausgezeichneten Conchyliologen Herrn O. BOETTGER in Frankfurt a. M. diese Fauna kurz vor seinem Tode zur Prüfung übersandte, schrieb er mir in einem seiner letzten Briefe, die er überhaupt geschrieben:

„Wäre ich nicht seit 1<sup>1</sup>/<sub>2</sub> Jahren siech und gebrechlich ans Haus gefesselt, und wäre mir nicht eine jede Arbeit, ja

Bewegung Schmerzempfindung und Last, so würde mich die Einsendung Ihrer wunderbaren Pliocän-Fauna wohl noch mehr erfreut haben, als es der Fall war.“

## 2. Icksberg.

Von einem benachbarten, aber auf deutschem Boden liegenden Fundort erhielt ich vor kurzem durch Herrn WUNSTORFF eine weitere Pliocän-Fauna, die am Icksberg auf dem Blatte Elmpt aus eisenschüssigen Tonen zutage gekommen war, und an deren Aufsammlung sich auch Herr E. ZIMMERMANN II beteiligt hat. Diese Fauna, die in Toneisenstein teils mit Schale, teils mit Steinkern erhalten ist, weist nun sehr interessante und eigentümliche Formen auf.

An Zahl überwiegen unter dem Material große Anodonten, deren nähere Bestimmung vorläufig wenigstens nicht weiter auszuführen ist, da dieselben vielfach verzerrt und verdrückt sind, und die Schale abgesprungen und geplatzt ist. Doch sind sie als Anodonten sicher zu erkennen.

Weiterhin treten eine Reihe höchst eigentümlicher *Unio*-formen auf, die von allen heute bei uns lebenden Unionen sich durch ihre Kürze unterscheiden. Sie lassen sich indessen mit einer unlängst von F. HAAS in der Festschrift zum 70. Geburtstag des Altmeisters der lebenden Conchyliologen, KOBELT in Schwanheim a. M., aus den Mosbacher Sanden beschriebenen Art vergleichen. Diese Art *Unio Kinkelini* HAAS zeigt ebenfalls die von amerikanischen Formen her bekannte kurze gedrungene Gestalt und ein sehr kräftig gebautes Schloß. Ein Steinkern, den ich nach einem von Mosbach stammenden zweiklappigen Exemplar dieses *Unio* aus der Sammlung der Geologischen Landesanstalt zu Berlin herstellen ließ, stimmt gut mit einem in Toneisenstein erhaltenen Steinkern vom Icksberge überein, so daß ich die Unionen dieser Lokalität wohl ohne Bedenken zu *Unio Kinkelini* HAAS stellen darf.

Außerdem kommt noch verhältnismäßig häufig eine höchst eigentümliche Conchylienart vor, die auf den ersten Anblick durchaus den Eindruck einer *Gervillia* aus der Trias macht. Sie besitzt bei einer Länge von  $5\frac{1}{2}$ — $6\frac{1}{2}$  cm einen geraden Schloßrand von  $3$ — $3\frac{1}{2}$  cm, ein gerundetes stumpfes Vorderende und ein schnabelförmig verlängertes und zugespitztes Hinterende. Dabei zeigt sie nicht den gleichklappigen Bau der Schalen, wie ihn *Unio* und *Anodonta* besitzen, sondern das Hinterende ist nach einer Seite verbogen, und von dem Wirbel aus läuft auf beiden Klappen nach dem Hinterende zu eine erhabene stumpfe Kante. Über den Bau des Schlosses läßt sich mit Sicherheit

noch nichts feststellen, es scheint aber, als ob sowohl Kardinalzähne wie Seitenzähne, wenn auch nur schwach, ausgebildet sind. Das eigentümlichste an diesen Muscheln ist nun, daß ein Teil derselben die Verbiegung des Hinterrandes nach rechts, ein anderer Teil nach links besitzt. (Tafel, Fig. 3—6.)

Aus der Literatur sind mir Formen dieser Art bisher nicht bekannt geworden. Auch lebend existieren, wie mir Herr Prof. THIELE vom Museum für Naturkunde zu Berlin versicherte, Formen der Art nach unserer heutigen Kenntnis nicht. Wir haben es hier demnach, soviel sich feststellen ließ, mit durchaus neuen eigentümlichen Süßwasser-Formen zu tun. An welche Gruppe der bekannten Binnenmuscheln sich diese neue Form anschließt, ist auch nicht ganz leicht zu beantworten. Am meisten Ähnlichkeit in der äußeren Erscheinung haben noch gewisse Anodonten mittlerer Größe mit stark verlängertem Hinterteil. Allerdings fehlen diesen die Schloßzähne. Wenn man sich nun vorstellt, daß die neuen Formen wie die Anodonten, mit dem Vorderteil im Schlamm eingebettet, am Grunde des Wassers festgesessen haben, so kann man sich die Entstehung dieser merkwürdig verdrehten, teils nach rechts, teils nach links gebogenen Gestalt wohl so erklären, daß durch den Einfluß des strömenden Wassers die aus dem Schlamm hervorragenden Hinterteile der Tiere gezwungen wurden, je nach der Stellung zur Flußrichtung einmal nach der einen oder der anderen Seite abzubiegen, und daß daraus im Laufe der Zeit diese eigentümliche verdrehte Gestalt bei ihnen entstanden und fixiert worden ist.

Einen Namen wage ich diesen Fossilien vorerst nicht zu geben, wäre aber Fachgenossen für den Nachweis verwandter Formen und den Hinweis auf analoge Verhältnisse dankbar.

Neben einer nicht weiter artlich bestimmten Form, den Anodonten, enthält also diese kleine Fauna einen Unio, der bisher nur aus den alt-diluvialen Mosbacher Sanden bekannt war, und diese neuen Formen, die sich zurzeit noch nirgends recht angliedern lassen. Ein strikter Beweis für pliocänes Alter der die Fauna einschließenden Schichten kann daraus nicht ohne weiteres abgeleitet werden. Es spricht indessen auch nichts gegen ein pliocänes Alter derselben.

Ich habe jedoch nicht die Absicht, auf die stratigraphischen Verhältnisse und die Altersbestimmung der Fundschichten einzugehen, da darüber die Herren WUNSTORFF und KRAUSE eine Arbeit vorbereiten. Erwähnen muß ich allerdings, daß die Herren FLIEGEL und STOLLER sowohl aus diesen Tonen vom Icksberg wie aus wahrscheinlich gleichaltrigen Schichten bei Cleve (Wyler Berg) eine reiche Flora gesammelt haben, auf

Grund der sie diese Tone für alt-diluvial und gleichaltrig mit der Tegelen-Stufe bezeichnen. Dem gegenüber machen die Herren WUNSTROFF und KRAUSE geltend, daß in dortiger Gegend 2 Tonhorizonte auftreten, von denen der jüngere Horizont zur sogenannten Tegelen-Stufe gehört und alt-interglazial ist, der ältere aber ins Pliocän gestellt werden muß. Herr TESCH in Nymwegen, der Entdecker der kleinen Pliocän-Fauna von Gemert, vereinigt beide Tonhorizonte und stellt sie zusammen in das jüngste Pliocän.

Auf Grund der Fauna möchte ich mich, soweit sich das nach den wenigen aus den tieferen Schichten bekannten Formen beurteilen läßt, den Anschauungen der Herren WUNSTORFF und KRAUSE anschließen.

Herr HARBORT macht weitere Mitteilungen über Magnetkiesvorkommen in der Salzlagerstätte vom Aller Nordstern.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v.

w.

o.

MICHAEL.

BÄRTLING.

WEISSERMEL.

---



## Briefliche Mitteilungen.

### 19. Über das Alter des Eifelgrabens und der Nord—Süd-Verwerfungen in der Eifel.

Von Herrn H. QUIRING.

Berlin, den 2. März 1914.

G. FLIEGEL hat vor einiger Zeit<sup>1)</sup> Beobachtungen mitgeteilt, die zur Beurteilung des Wesens und des Alters des Eifelgrabens Bitburg—Düren<sup>2)</sup> von Bedeutung sind. Sie haben FLIEGEL zu dem Schlusse geführt, daß der „Eifelgraben“ ein echter tektonischer Graben sei, dessen Hauptausbildung in die jungpaläozoische Hauptfaltungsperiode falle.

Untersuchungen des Verfassers über die Tektonik der Nordosthälfte der Sötenicher Mulde und der Mulde von Ahrdorf, die beide im Eifelgraben liegen, haben wohl die zweifellos tektonische Natur des Eifelgrabens, der unter Auslösung echter Verwerfungen auf Sprüngen entstanden ist, bestätigt, aber andererseits dargetan, daß ein paläozoisches Alter dem Graben nicht zukommen kann.

Auf den diese Auffassung begründenden örtlichen Befund im einzelnen einzugehen, muß ich mir versagen. Ich verweise auf die an anderer Stelle<sup>3)</sup> hierüber gemachten Mitteilungen. Hier soll lediglich der Versuch unternommen werden, in Anlehnung an den Aufsatz FLIEGELS von allgemeinen Voraussetzungen aus den Nachweis zu führen, daß weder die Nord—Süd-Verwerfungen in der Eifel noch der Eifelgraben ein paläozoisches Alter besitzen.

<sup>1)</sup> G. FLIEGEL: Zum Gebirgsbau der Eifel. Verhandlungen des Naturh. Vereins der preuß. Rheinlande u. Westfalens, 1911, S. 489 ff.

<sup>2)</sup> FLIEGEL nennt ihn „Westefeler Graben“.

<sup>3)</sup> QUIRING: Zur Stratigraphie und Tektonik der Eifelkalkmulde von Sötenich. Jahrb. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1913, II, S. 81 ff. — QUIRING: Die Eifelkalkmulde von Ahrdorf. N. J. für Mineralogie usw., 1914, Bd. I, S. 61 ff.

Ich stelle zunächst die Voraussetzungen zusammen:

1. Der Eifelgraben zwischen Bitburg und Düren wird in seiner Längserstreckung vornehmlich durch die Lage der Triasschollen und die nordsüdliche Anordnung der Eifelkalkmulden bestimmt.
2. Die Einzelschollen des Grabens sind durch Sprünge begrenzt, die in der Hauptsache, entsprechend der allgemeinen Erstreckung des Eifelgrabens, in nordsüdlicher Richtung verlaufen müssen.

Weitere sichere Voraussetzungen sind vorerst nicht gegeben und auch nicht erforderlich.

Insbesondere ist zur Ermittlung des Alters des Grabens eine Heranziehung der von FLIEGEL gefundenen und von ihm als östliche Randbrüche des Eifelgrabens angesprochenen Verwerfungen — ganz abgesehen davon, daß sie auf Grund nicht eingehender Aufnahmen aufgetragen sind — schon deshalb nicht angängig, weil nicht feststeht und auch von FLIEGEL nicht entschieden worden ist,

1. ob es sich tatsächlich um den Eifelgraben begrenzende Sprünge oder nicht vielmehr um Blätter handelt, die durch Horizontalverschiebung entstanden sind, und die z. B. die aus Siegerner Schichten aufgebauten nordöstlichen Schollen (? Deckschollen von Überschiebungen) schon seit der Faltung vom jüngeren Unterdevon trennen, ohne daß jemals eine Vertikalbewegung auf ihnen stattgefunden hat,
2. ob nicht etwa Störungen vorliegen, die ursprünglich (spätestens bei der varistischen Faltung) als Blätter angelegt worden sind und erst später vertikale Schollenbewegungen, sei es bei Bildung des Eifelgrabens, sei es bei der Bildung der niederrheinischen Bucht, vermittelt haben, so daß ein Zusammenhang zwischen der Auffaltung und der Bildung des Eifelgrabens — der nach FLIEGEL unmittelbar ist — nur scheinbar, aber nicht wirklich besteht,
3. ob die Verwerfungen tatsächlich einen derartig glatten Verlauf besitzen, wie FLIEGEL annimmt, und nicht vielmehr abgesetzt sind, so daß die von FLIEGEL gezeichneten Linien die Komponenten der Richtungen mehrerer Verwerfungssysteme darstellen.

Ohne mich über diese Fragen zu äußern, möchte ich weiter darauf hinweisen, daß die von FLIEGEL gezeichneten

„Randverwerfungen“ des Eifelgrabens von SSO nach NNW gerichtet sind und demnach von der allgemeinen nordsüdlichen (mit einer sehr geringen Ablenkung nach NNO—SSW) Richtung des Eifelgrabens nicht unerheblich abweichen. Es wird auch hierdurch der Zweifel an der Richtigkeit der Behauptung FLIEGELS genährt, daß ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen der ersten Entstehung der Verwerfungen und der Bildung des Eifelgrabens vorhanden sei.

Schon aus diesen wenigen ungeklärten Beziehungen ergibt sich, welche Vorsicht bei der Heranziehung nicht genauer untersuchter Erscheinungen geübt werden muß. Es ist aber auch zu erkennen, auf wie wenig gesicherter Grundlage die Beweisführung FLIEGELS ruht, insofern er sich der östlichen „Randbrüche“ als Beweismittel für ein paläozoisches Alter des Eifelgrabens bedient.

Betrachten wir die oben angeführten Voraussetzungen, so ist zunächst die Tatsache hervorzuheben, daß der Eifelgraben zwischen Bitburg und Düren eine ausgesprochen nordsüdliche Richtung besitzt. Rein äußerlich kommt dies, wie gesagt, in der Lage der Triasschollen und der Anordnung der Eifelkalkmulden zum Ausdruck.

Die zweite Voraussetzung, daß der Eifelgraben ein echter, von Sprüngen begrenzter tektonischer Graben<sup>1)</sup> ist, wird nicht mehr bestritten und ist als feststehend anzusehen.

Wo die Randbrüche liegen, kann, da die genauere geognostische Untersuchung des begrenzenden Unterdevons noch aussteht, nicht entschieden werden. Es ist kein Anhalt dafür vorhanden, in welcher Entfernung vom Kern des Grabens die äußersten Randbrüche liegen. Vielleicht wird sich dies überhaupt niemals feststellen lassen, da in weiterer Entfernung vom Zentrum der Schollenbewegung die Intensität der Bewegung zur Auslösung eigener und neuer Störungslinien nicht mehr ausreicht, vielmehr lediglich zum Wiederaufreißen bereits bestehender Störungen führt.

Die von FLIEGEL gefundenen Verwerfungen sind möglicherweise, wie bereits erwähnt, als derartige vor der Entstehung des Eifelgrabens vorhandene und nur später wieder aufgerissene Störungen (Blätter der paläozoischen Faltung) zu betrachten.

Jedenfalls hat FLIEGEL zweifellos recht, wenn er die östlichen Randbrüche des Grabens weit östlich des Ostrandes

<sup>1)</sup> Es ist scharf zu unterscheiden zwischen dem tektonischen Eifelgraben und der „Eifelsenke“, deren einstiges Vorhandensein nach der Anschauung mehrerer Eifelforscher eine notwendige Vorbedingung für die Ablagerung der Trias in der Eifel sein soll.

der Eifelkalkmulden sucht. Ebenso wie die Parallelsprünge (Staffelbrüche) der niederrheinischen Bucht weit in die Eifel, ins Sauerland und das rheinisch-westfälische Steinkohlengebirge hinein zu verfolgen sind, müssen die Randbrüche des Eifelgrabens bzw. die bei seiner Bildung wieder aufgerissenen Störungen bis zum Rhein und andererseits bis zum Hohen Venn und in die Ardennen sich fortsetzen.

Die eigenartige nordsüdliche Richtung des Eifelgrabens steht in einem scharfen Gegensatz zur varistischen Streichrichtung (NO—SW), andererseits aber auch zur Richtung der Sprünge der niederrheinischen Bruchzone, die in der Westeifel in SO—NW- bzw. OSO—WSW-Richtung verlaufen.

Bei der Beurteilung der Zugehörigkeit der den Eifelgraben durchsetzenden Störungen zu einer der drei tektonischen Größen muß daher scharf zwischen den auftretenden Richtungen unterschieden werden, obwohl es keinem Zweifel unterliegen kann, daß die verschiedenen tektonischen Bewegungsvorgänge z. T. dieselben Störungen in Tätigkeit gesetzt haben.

Soviel kann jedoch als sicher angesehen werden: Die ausgesprochenen Nord—Süd-Störungen<sup>1)</sup>, wie sie so zahlreich im Kern des Eifelgrabens auftreten, sind ohne Zweifel unmittelbar mit der Bildung des Eifelgrabens in Verbindung zu setzen.

Wenn auch ohne weiteres zuzugeben ist, daß daneben Störungen bei der Bildung des Eifelgrabens aufgerissen sind, die nicht unbedingt nordsüdlich verlaufen, so deutet doch von vornherein die nordsüdliche Erstreckung des Eifelgrabens auf eine Benutzung vornehmlich nordsüdlicher Störungen hin.

Die Beantwortung der Frage nach dem Alter des Eifelgrabens kann demnach, insbesondere solange die Beziehungen zu Störungen anderer Richtungen nicht geklärt sind, zunächst lediglich unter eingehender Berücksichtigung

---

<sup>1)</sup> Im südlichen Teil des Eifelgrabens und vor allem in der Bucht von Trier entsprechen diesen N—S-Störungen Störungen in NNO—SSW-Richtung. FLIEGEL weist auf die große Bedeutung dieser beiden Störungsgruppen für die Tektonik des Eifelgrabens auf S. 498 hin und betont mit Recht, daß die ausgesprochen nordsüdlich streichenden Störungen erst nördlich von Bitburg (Blätter Waxweiler und Kilburg) in größerer Zahl auftreten. Wenn auf den südlichen Blättern NNO—SSW- und NO—SW-Störungen vorherrschen, so liegt dies daran, daß der Eifelgraben bei Bitburg in die Trierer Bucht und damit in die varistische Streichrichtung einlenkt. Der unmittelbare Übergang von N—S-Störungen in varistisch streichende Störungen kommt sehr schön auf der Blattgrenze zwischen Blatt Waxweiler und Oberweis zum Ausdruck.

der Entstehung und Wirkung der Nord—Süd-Störungen erfolgen.

Überall dort, wo in der Eifel Nord—Süd-Störungen in die Trias fortsetzen, ist die Trias mitverworfen. Diese Tatsache spricht also zunächst für ein postpaläozoisches Alter der Störungen. Wenn FLIEGEL diesem Umstande keine große Bedeutung beilegt, vielmehr den Störungen des Eifelgrabens ein höheres, paläozoisches Alter geben will, so ist er der allgemeinen und an sich ganz berechtigten Anschauung gefolgt, daß es sich bei den scheinbar jungen Verwerfungen um alte Störungen handelt, durch die in verschiedenen geologischen Epochen Schollenbewegungen vermittelt worden sind<sup>1)</sup>.

Niemand wird von vornherein die Möglichkeit leugnen, daß die Nord—Süd-Sprünge als alte Störungen angesehen werden können, welche die Schollen der Zone des Eifelgrabens schon seit paläozoischen Zeiten begrenzen; Störungen, die im Mesozoicum bzw. Känozoicum lediglich wieder aufgerissen sind. Bei näherer Betrachtung entfällt jedoch diese Möglichkeit.

Es stehen zwei einwandfreie Kriterien zur Verfügung:

1. Vorausgesetzt, die Störungen haben paläozoisches Alter, so haben sie entweder die obercarbonische Faltung miterlebt oder sie sind bei der obercarbonischen Faltung entstanden. Die Folge wäre in beiden Fällen gewesen, daß die Störungen eine Einwirkung auf den Fortschritt und die Art der Faltung in den durch sie getrennten Schollen ausgeübt hätten.

Eine derartige Einwirkung (Wirkung als Horizontalverschiebung, als Überschiebung) ist bei keiner der Nord—Süd-Störungen, soweit sie im Devon zu verfolgen und dem Verfasser bekannt sind, zu erkennen. Vielmehr sind alle Nord—Süd-Störungen sowohl nach ihren Beziehungen zur Trias wie zum Devon durchaus normale, durch Vertikalverwerfung entstandene Sprünge.

Das Alter der Störungen ist demnach unbedingt postcarbonisch.

2. Als echte Sprünge sind die Nord—Süd-Störungen ebenso wie der Eifelgraben durch horizontale Zerrung<sup>2)</sup> in der Erdkruste entstanden. Entsprechend dem Verlauf der Sprünge und der Erstreckung des Grabens wirkte die Zerrung in ostwestlicher Richtung.

---

<sup>1)</sup> FLIEGEL: a. a. O., S. 498.

<sup>2)</sup> Vgl. QUIRING: Die Entstehung der Schollengebirge. Diese Ztschr. Abhandl. 1913, S. 477 ff.

Da im Carbon auf dem Gebiete der Eifel der varistische Faltungsdruck aus Südosten gelastet hat, könnte wohl eine Zerrung in NO—SW-Richtung, nicht aber in O—W-Richtung bestanden haben.

Erwägungen rein mechanischer Art lassen demnach erkennen, daß in der jungpaläozoischen Faltungsperiode die Ausbildung des Eifelgrabens nicht stattgefunden haben kann.

Geht also aus dem ersten Satze hervor, daß die Nord—Süd-Störungen, die den Hauptanteil an der Bildung des Eifelgrabens haben, im vorpermischen Paläozoicum noch nicht vorhanden gewesen sein können, so mit gleichzwingender Beweiskraft aus dem zweiten Satze, daß eine Bildung des Eifelgrabens unter dem varistischen Faltungsdruck als mechanisch unmöglich betrachtet werden muß.

Damit sind alle Vermutungen hinfällig, wonach die Ausbildung des tektonischen Eifelgrabens bereits im vorpermischen Paläozoicum und insbesondere während der jungpaläozoischen Faltungsperiode vor sich gegangen sei. Der Eifelgraben hat vielmehr, entsprechend dem Verwurf der Trias durch die Nord—Süd-Störungen, zweifellos postpaläozoisches (posttriadisches) Alter.

Andererseits soll nicht bestritten werden, wie nochmals betont werden mag, daß selbstverständlich nach der Faltung die ostwestliche Zerrung, die den Eifelgraben hat entstehen lassen, auch paläozoische Störungen, etwa Blätter, die durch die Faltung angelegt worden sind, wieder ausgelöst und zu Sprüngen gemacht hat. Nur auf diese Weise ist z. B. das Bild zu deuten, das uns die östliche Begrenzung der Triasbucht von Kommern bietet. In der Bucht und auch in der Sötenicher Mulde sind die paläozoischen Störungen auch bei der postpaläozoischen Schollenbewegung derart bevorzugt worden, daß fast alle den Buntsandstein und die jüngeren Glieder der Trias begrenzenden Sprünge in die paläozoischen Richtungen einlenken.

Bei genauer Untersuchung ist leicht der Grund hierfür in dem Vorhandensein zahlreicher Störungen varistischer Entstehung im Norden der Eifel zu erkennen.

Über das genauere Alter des Eifelgrabens will ich mich an dieser Stelle nur dahin aussprechen, daß er zweifellos vor der niederrheinischen Bucht im Mesozoicum seine Hauptausbildung erfahren hat<sup>1)</sup>. Allerdings sind bei der Entstehung der Bucht von Cöln auch Störungen des Eifelgrabens ebenso wieder in Tätigkeit getreten wie Störungen des Paläozoicums.

---

<sup>1)</sup> Im einzelnen verweise ich auf meine Ausführungen im Jahrbuche der Landesanstalt (a. a. O.)

Nur durch dieses wiederholte Aufreißen paläozoischer Störungen werden die Ansichten erklärlich, die von FLIEGEL und anderen Autoren über das Alter des Eifelgrabens und auch der Bucht von Cöln geäußert worden sind. Diesen Ansichten ist aber stets entgegenzuhalten, daß nicht die Gräben im Paläozoicum vorhanden gewesen und nur später vertieft worden sind, sondern daß seit dem Paläozoicum lediglich Störungen, zumeist Blätter bestehen, die erst im Postpaläozoicum bei der Hauptausbildung der Gräben zu Grabenrandbrüchen (Sprüngen) geworden sind.

Zum Schluß mag noch darauf hingewiesen werden, worauf bereits in einer Fußnote aufmerksam gemacht wurde, daß streng unterschieden werden muß zwischen dem tektonisch ausgebildeten Eifelgraben und der sogenannten Eifelsenke, die vor Ablagerung des Buntsandsteins vermutlich bestanden hat. Ganz abgesehen davon, daß nicht feststeht, welcher Natur diese Senke gewesen ist, d. h., ob sie durch tektonische Vorgänge gebildet oder nicht vielmehr durch die postcarbonische Abtragung erzeugt worden ist, muß als sehr zweifelhaft bezeichnet werden, ob die Senke räumlich mit dem Eifelgraben zusammenfällt. Diese noch ungeklärten Verhältnisse der Eifelsenke und nicht feststehenden Beziehungen zum Eifelgraben lassen es nicht statthaft erscheinen, mit FLIEGEL ohne weiteres den ausgesprochen tektonischen und postpaläozoischen Eifelgraben mit der Eifelsenke, dem prätriadischen und triadischen Meeresarm Blanckenhorns, zu identifizieren und etwa aus dem (?) paläozoischen Alter der Eifelsenke ein paläozoisches Alter des Grabens herzuleiten.

#### Ergebnisse.

1. Der Eifelgraben Bitburg—Düren ist ein unter Vermittlung von Sprüngen gebildeter tektonischer Graben, der durch ostwestlich wirkende horizontale Zerrung in der Erdkruste in postpaläozoischer Zeit entstanden ist.

2. Die bei der Bildung des Grabens ausgelösten Sprünge verlaufen im Innern des Grabens vornehmlich in nordsüdlicher Richtung, doch sind auch ältere Störungen anderer Richtungen bei der Grabenbildung aufgerissen worden.

3. Der Graben ist streng zu unterscheiden von der zur Zeit der Ablagerung der Trias vermutlich vorhanden gewesenen Senke, von der es jedoch einstweilen nicht feststeht, ob sie tektonischer Natur gewesen und räumlich mit dem Eifelgraben zusammengefallen ist.

---

## 20. Über tektonische Druckspalten und Zugspalten.

Von Herrn JOHANNES WALTHER.

Halle, im Januar 1914.

Am Fuße einer steilen Felsenklippe und noch viel mehr beim Anblick eines Gebirges wird der Beschauer unwillkürlich zu der Ansicht geleitet, daß diese höhergelegenen Teile der Erdrinde über ein vorher gleichartiges Gelände „gehoben“ worden seien. Man kann es daher wohl verstehen, daß die Lehre von der „Hebung“ der Gebirge auch in der Wissenschaft frühe Verbreitung fand.

Als im Jahre 1707 bei Santorin eine neue Insel vulkanisch unter dem Meere entstand und sich dampfend über den Wasserspiegel erhob, da wollten griechische Fischer sogar Austernschalen auf dem neuen Lande gefunden haben. Der gelehrte VALISNERI<sup>1)</sup> beschrieb die merkwürdige Erscheinung, sein Bericht ging in das Werk von L. MORO<sup>2)</sup> über, das auch in deutscher Übersetzung viel gelesen wurde, und so schien die Entstehung der Gebirge sowie das Vorkommen von Meereskörpern auf trockenem Lande durch „vulkanische Hebung“ ihre einfache Erklärung zu finden.

Vor etwa hundert Jahren verfolgte J. HALL an der schottischen Küste bei Eyemouth die merkwürdigen Falten der Gesteine, und stellte an Bord seines Segelbootes einen tektonischen Versuch an, indem er über Segeltuchstreifen ein mit Steinen beschwertes Brett legte und dann die Leinwandstreifen mit Hammerschlägen von der Seite her in Falten legte. Man sollte meinen, daß dieser Versuch dazu geführt hätte, auch die Gebirgsfaltung durch Seitenschub zu erklären. Aber man sah darin nur einen Beweis dafür, daß eine von unten wirkende vulkanische Kraft die Gebirgsfalten erzeuge.

Zwar hatte v. SECKENDORF schon 1832, DE LA BECHE schon 1834 und J. J. DANA 1846 die Bildung der Faltengebirge durch Seitenspannung in der Erdrinde über dem schrumpfenden Erdkern erklärt, aber in Deutschland verhinderte es die Autorität großer Namen, daß diese Ansicht Zustimmung fand.

<sup>1)</sup> VALISNERI: De crostacei e degli altri marini corpi, che si trovano su monti. Venezia 1740.

<sup>2)</sup> L. MORO: Neue Untersuchung der Veränderungen des Erdbodens. Leipzig 1751, S. 254.



Zu allgemeiner Anerkennung kam die neue Lehre erst durch E. SUSS, der zunächst in seiner Schrift über die „Entstehung der Alpen“, dann in seinem monumentalen „Antlitz der Erde“ die Grundlage unserer modernen Anschauungen schuf.

Daß die Seitenspannung nicht nur in hebenden, sondern auch in horizontalen Bewegungen der Erdrinde zum Ausdruck kommen könne, zeigten ESCHER v. d. LINTH und A. HEIM an den liegenden Falten des Glarner Landes und ROTHPLETZ in anderen Teilen der Alpen; aber noch ahnte man nicht die große Bedeutung horizontaler Bewegungen für den Aufbau des ganzen Gebirges. Da erkannten SCHARDT u. A., daß ein großer Teil der Westalpen aus übereinandergeschobenen Decken bestehen, und seither hat die Arbeit zahlreicher Forscher in allen Teilen Europa ausgedehnte horizontale Überschiebungen nachgewiesen.

Bei dem großen Interesse, das die tektonische Analyse der Faltungsgebirge beansprucht, sind eine Reihe von damit verbundenen Problemen, die früher die Wissenschaft viel bewegten, in den Hintergrund getreten. Ich denke zunächst an die sogenannten Luftsättel, die im Gegensatz zu den Mulden gewöhnlich geöffnet und sehr tief ausgeräumt sind. Es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, daß in den Sattellinien eines Faltengebirges eine starke Dehnung und Zerrung der hangenden Schichten erfolgt, die den denudierenden Kräften viel leichtere Angriffspunkte bietet als die Kerne der Mulden. Deshalb wirkt jede denudierende Kraft, sei es die Erosion des Wassers, die Exaration des Eises oder die Deflation des Windes, unter sonst gleichbleibenden Umständen stärker auf die Sättel als auf die Mulden ein. Auch die Flexuren<sup>1)</sup>, die höchst wahrscheinlich den Rand der Kontinente gegen die Tiefseebecken begrenzen, mögen durch die Abrasion der Brandung in der breiten Stufe des Schelfes geöffnet sein.

Nicht minder wichtig<sup>2)</sup> sind andere sich daraus ergebende Schlüsse. In Zeiten, wo die Faltung eines Gebirges wieder lebendig wird, müssen unter sonst gleichbleibenden klimatischen Umständen durch die Denudationskräfte viel mächtigere Massen von Konglomeraten nach dem Vorland getragen und dort aufgehäuft werden, als in Zeiten tektonischer Ruhe. Man kann daher aus der stratigraphischen Verteilung mächtiger Konglomeratmassen auf die wechselnde Intensität der Faltung in

<sup>1)</sup> J. WALTHER: Über den Bau der Flexuren an den Grenzen der Kontinente. Jena'sche Zeitschr. f. Naturw. 1886, S. 1.

<sup>2)</sup> J. WALTHER: Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. III, Lithogenesis der Gegenwart. Jena 1894, S. 603.

den benachbarten Gebirgen schließen, ohne einen Wechsel in der Stärke der denudierenden Kräfte anzunehmen.

Überschauen wir die Entwicklung der Ansichten über die Bildung der Faltengebirge, so sehen wir, wie man zunächst vertikale Höhenunterschiede durch eine senkrecht von unten nach oben wirkende Kraft zu erklären versuchte, und erst allmählich lernte, die vertikale Hebung aus horizontal wirkenden Druckkräften herzuleiten.

Seit langem unterscheidet man von den bisher behandelten Falten und ihren Begleiterscheinungen die tektonischen Ablösungsflächen, die uns in Bruchlinien, Klüften und Gängen so vielgestaltig entgegentreten. Im Jahre 1791 zeigte A. G. WERNER in seiner berühmten „Theorie von der Entstehung der Gänge“, daß die Gangmasse chemisch niedergeschlagen worden sei, und zauderte nicht, selbst die mit Basalt oder Porphyr erfüllten Gangspalten als sedimentäre Bildungen zu erklären. Er nahm an, daß Erz- und Basaltgänge am Boden des Urmeeres freigeöffnete Spalten gewesen seien, die von oben mit der Gangmasse erfüllt wurden.

Aber bald nach WERNERS Tod trat auch hier der Einfluß der Vulkanisten in den Vordergrund, und da so viele Erzgänge in gefalteten Gebirgen auftreten, schienen Zertrümmungen durch das aufdringende Magma, Zerrüttungen durch die vulkanischen Dämpfe, Absonderungsformen bei der Abkühlung der Magmakörper die Mannigfaltigkeit der Spaltenbildung zu erklären; wo aber tektonische Spalten fern von Vulkanen auftraten, da suchte man sie durch Abrutschungen, Erdfälle und unterirdische Einbrüche von Gypsschotten zu erklären.

Im Jahre 1832 veröffentlichte W. v. SECKENDORF<sup>1)</sup> eine sehr wichtige Schrift: „Über die Abkühlung und Schwerkraft der Erde als bei der Erdentwicklung tätige Kräfte“, und sprach hier zum ersten Male eine große Zahl von Gedanken aus, die noch heute die Ansichten über das Wesen der Gebirgsbildung beherrschen: Niederungen und Meeresbecken sind Senkungsgebiete, während die Gebirgsmassen randlich emporgepreßt werden; Verwerfungen und Gänge sind Zerbrechungen der Erdrinde, die mit jenen Vorgängen verknüpft sind. Die Verbreitung der Erdbeben beruht nicht auf der Expansion unterirdischer Gase, sondern auf der Bewegung großer Senkungsfelder unter dem Einfluß der Schwere, und selbst vulkanische Magmaergüsse werden passiv herausgepreßt.

---

<sup>1)</sup> W. VON SECKENDORF: LEONHARD u. BROMS Jahrbuch für M. G. G. und Petrefaktenkunde 1832, III, S. 19.

Es war v. SECKENDORF nicht vergönnt, daß seine Gedanken Einfluß auf den Gang der Wissenschaft gewannen, und vergingen lange Jahre, bis das „Antlitz der Erde“ erschien. Hier unterscheidet E. SUESS grundsätzlich zwischen den durch die Seitenspannung in der Erdrinde entstehenden tangentialen Falten und Überschiebungen und den auf der bloßen Wirkung der Schwerkraft beruhenden radialen Bewegungen, welche Brüche und Gräben, Senkungsfelder und Meeresbecken erzeugen. Da die Schwerkraft nur von oben nach unten wirkt, müssen die zwischen den Senken auftretenden Horste auf einem früher einheitlichen höheren Niveau stehengeblieben sein.

Es soll meine Aufgabe sein, zu zeigen, daß wir alle Klüfte, Brüche und Gänge sowie alle kleineren Gräben und viele Horste auf denselben tangentialen Seitenschub zurückführen können und müssen, mit dem wir Falten und Überschiebungen erklären.

Obwohl in den unterirdischen Aufschlüssen des Bergbaues Sprünge, Brüche und Gangspalten eine häufige Erscheinung sind, und wir auch wissen, welchen bestimmten Einfluß die Störungslinien für die Gestaltungen des Geländes spielen, hat es doch sehr lange gedauert, bis man sich entschloß, auch auf den Meßtischblättern Verwerfungen einzutragen. Noch in den siebziger Jahren schien es, wenn man die damals veröffentlichten Blätter vergleicht, als ob nur gewisse Gebiete von Bruchlinien zerschnitten seien. Noch galten die deutschen Horste als Inseln des permischen und triadischen Meeres, und die merkwürdige Verteilung des Keupers von Thüringen wurde durch diskordante Auflagerung desselben auf der durch Erosion zergliederten Muschelkalkplatte erklärt.

Da wiesen EMMERICH und BÜCKING südwestlich des Thüringer Waldes ein stark gestörtes Gebiet nach; MOESTA zeigte die Bedeutung der Verwerfungen für die hessischen Lande, VON KOENEN für die Rhön und LANGSDORF veröffentlichte seine Karten des Oberharzes mit der überraschend großen Zahl von Bruchlinien, die damals niemand für möglich hielt. Auch die Alpen galten für viele Geologen als ein reines Faltengebiet, in dem Bruchlinien keine Rolle spielten, und die Karte der Vilsler Alpen von ROTHPLETZ mit ihren zahlreichen Verwerfungen erregte bei ihrem Erscheinen allgemeine Verwunderung.

Wenn wir jetzt ältere Auflagen von Meßtischblättern mit den Neuauflagen der letzten Zeit vergleichen, dann sehen wir, wie sich die Querbrüche jedesmal ungemein vermehrten, weil man allmählich gelernt hat, Verwerfungen auch da zu sehen

und darzustellen, wo sie eine frühere Generation von Forschern nicht erkannt hatte.

Aber selbst auf den mit allen Hilfsmitteln moderner Technik kartierten Blättern kann nur ein Teil der wirklich im Gelände vorhandenen Störungslinien dargestellt werden. Denn alle Verwerfungen, deren Sprunghöhe geringer ist als die Mächtigkeit der hangenden Schichtentafeln, können zwar an günstigen Aufschlüssen erkannt, aber im Streichen nicht weiter verfolgt werden. Auch Horizontalverschiebungen entgehen meist der Beobachtung. Nur wenn ein Tafelland von Gängen durchzogen wird, oder auf einer gefalteten Hochebene die ausstreichenden Bänder der Schichtenköpfe eine genauere Untersuchung ermöglichen, erkennen wir zu unserer Überraschung, wie zerschnitten und zerhackt die Erdrinde überall da ist, wo man alle vorhandenen Störungen verfolgen kann.

So ergibt sich bei kritischer Betrachtung geologischer Karten, daß das Spaltennetz, das an den Horsten und Gräben so ganz verschiedenartige Schichtenglieder nebeneinandersetzt, in vielen Fällen auch vielleicht auf die scheinbar wenig gestörten benachbarten Gebiete hinübergreift, aber hier nicht zur Darstellung kommen konnte, weil das Ausmaß der Bewegungen nicht hinreichte, um verschiedene Gesteine nebeneinander auszuscheiden.

Wenn so die Zahl der auf unseren Karten dargestellten Störungslinien hinter ihrer wirklichen Häufigkeit in der Natur weit zurückbleiben dürfte, ist es kein Wunder, daß auch die theoretische Würdigung der „radialen“ Bruchlinien mit größeren Schwierigkeiten zu kämpfen hatte als die Lehre von der Faltung.

Es ist noch nicht lange her, da glaubte man, daß die in Deutschland auftretenden Spalten entweder unbekannten älteren Datums oder tertiärer Entstehung seien. Da erkannte A. V. KOENEN, daß zahlreiche Bruchlinien diluvial oder sogar postdiluvial sein müssen, während STILLE zeigte, daß auch ältere cretaceische und jurassische Bruchlinien den Gebirgsbau von Deutschland beherrschen.

Aber nicht nur das Alter, sondern auch die Entstehungsart der so mannigfaltigen Spaltenzüge bietet bis zum heutigen Tage eine Fülle von ungelösten Problemen. Da ich mich seit zwei Jahrzehnten sehr viel mit ihnen beschäftigt habe und noch nirgends Gelegenheit hatte, diese Fragen im Zusammenhang zu behandeln, möchte ich im folgenden das Versäumte nachholen. Zugleich muß ich einige Mißverständnisse aufklären, die dadurch entstanden sind, daß gelegentliche in anderem Zusammenhang

veröffentlichte Äußerungen, und besonders ein von mir vorgeschlagener Schulversuch, anders gedeutet worden sind, als ich diese Dinge seit Jahren auffasse.

Wenn es gilt, einen abgelaufenen geologischen Vorgang ursächlich zu erklären, so stehen uns drei Wege offen. Erstens die Untersuchung seiner bleibenden Wirkungen, zweitens der Vergleich mit ähnlichen rezenten Erscheinungen, und endlich das Experiment.

## I. Die tektonischen Spalten.

Schon in der älteren Literatur sind vielfach Versuche gemacht worden, die große Mannigfaltigkeit tektonischer Spalten in Gruppen zu zerlegen, besonders DAUBREE hat solche scharf unterscheiden gelehrt, und neuerdings hat GRABAU<sup>1)</sup> ganz im Sinne dieses Aufsatzes auf den Gegensatz von Druckspalten und Zugspalten aufmerksam gemacht.

### 1. Die Klüfte (Diaklasen).

Fast alle Gesteine werden von feinen Fugen durchzogen, die sich durch Verwitterung zu breiteren offenen Spalten erweitern können.

Bei den an Eruptivgesteinen auftretenden Klüften wird man an „Absonderungen“ während der Abkühlung des heißen Magmas denken können; bei Schichtgesteinen ist eine solche Ursache auszuschließen; hier haben Untersuchungen von HETTNER, BECK, LEPLA, HAEBERLE u. a. besonders in großen Sandsteingebieten gezeigt, daß die Mehrzahl der gemeinen Klüfte dasselbe Streichen besitzen wie die benachbarten Verwerfungen. Man führt daher diese so orientierten Klüfte mit Recht auf dieselben Ursachen zurück, welche Verwerfungen erzeugen.

Wenn wir beobachten, daß bei jedem stärkeren Erdbeben Risse und Spalten in festgefügtten Mauern entstehen, und erwägen, daß jede Stelle der Erdrinde im Laufe der Zeiten seismisch erschüttert worden sein kann, dann erscheint es naheliegend, die Mehrzahl der Diaklasen auf die Wirkung einstiger Erdbeben zurückzuführen.

Bei allen Diaklasen ist eine dauernde Verschiebung der von der Kluft zerteilten Felsmassen nicht eingetreten. Man darf daraus schließen, daß die seismische Erschütterung an einer Gleichgewichtsfläche erfolgt ist und die zerrissenen Felsen in ihre einstige Lage zurückkehrten. Vielleicht beruht es

<sup>1)</sup> A. GRABAU: Principles of Stratigraphy New York 1913, S. 789

darauf, daß manche Kluftflächen so glatt sind, daß man sie als Spiegel bezeichnet hat, denn ihre Politur deutet darauf hin, daß bei ihrer Entstehung Bewegungen erfolgten, wie sie die Technik zum Polieren von Gesteinen anwendet. Während die völlig glatten Spiegel verhältnismäßig selten sind, sehen wir die Kluftflächen viel häufiger geglättet und gerieft. Die oftmals horizontale Riefung hat gelegentlich sogar zu Verwechselungen mit Gletscherschliff Anlaß gegeben. Solche Rutschflächen sind in manchen Buntsandsteingebieten ziemlich häufig und werden in der älteren Literatur vielfach besprochen. Ihre wie verglast aussehende Oberfläche besteht aus zerdrücktem und fest zusammengepreßtem Quarzpulver. Deutet schon diese Tatsache auf sehr intensive Zusammenpressungen hin, so zeigen uns die Rutschstreifen mit aller Sicherheit, daß an solchen Klüften die benachbarten Felsen unter starkem seitlichen Druck bewegt wurden.

Bei meinen Wanderungen, die mich im letzten Jahrzehnt durch fast alle Gebirge Deutschlands führten, erkannte ich zu meiner eigenen Überraschung, welch ungeheuere Verbreitung die horizontal gerieften Kluftflächen besitzen; wie sie Sediment- und Eruptivgesteine selbst in scheinbar ungestörten Gebieten durchschneiden und darauf hindeuten, daß horizontale Verschiebungen in der Erdrinde eingetreten sind.

So leicht es ist, solche horizontale Bewegungen aus der Riefung der Harnische zu erschließen, so schwer wird es, den Verlauf derartiger Klüfte vom einzelnen Aufschluß über das Gelände zu verfolgen. Wir dürfen uns daher nicht wundern, daß unsere Meßtischblätter ihre Verbreitung und Häufigkeit nicht immer erkennen lassen; nur wenn vulkanische Gänge ein Tafelland durchsetzen, oder eine Hochebene aus gefalteten Schieferen besteht, treten uns diese Sprünge im Kartenbild entgegen. Man verfolge, um nur einige Beispiele herauszugreifen, BEYSCHLAGS Darstellung der nordfränkischen Basaltgänge und den von ZIMMERMANN festgelegten Verlauf des großen ostthüringischen Diabasganges, die älteren Karten von LANGSDORFF und die neueren Aufnahmen von BODE u. a. aus dem Oberharz, oder die Aufnahmen von DENCKMANN aus der Siegener Gegend und ZIMMERMANNs Blätter aus dem Frankenstein, und man erkennt mit Erstaunen, wie häufig horizontale Verschiebungen unter diesen Umständen kartographisch festgelegt werden können, die in den gefalteten Nachbargebieten nicht zu erkennen sind.

## 2. Die Verwerfungen (Paraklasen).

Während die Verbreitung der Klüfte, auf denen eine horizontale Verschiebung der Felsen eingetreten ist, viel größer sein muß, als aus unseren Karten hervorzugehen scheint, und viele derselben sogar im Aufschluß der Beobachtung entgehen, sind Verwerfungen leicht zu sehen, leicht zu verfolgen, und wenn ihre Sprunghöhe nicht zu gering ist, leicht auf der Karte darzustellen. Daher sind wir über ihre oberflächliche Verbreitung recht gut unterrichtet. Auch ihr unterirdischer Verlauf ist in vielen Fällen durch den Bergbau genau verfolgt.

Der Augenschein lehrt, daß an einer Paraklase die benachbarten Felsmassen vertikal verschoben worden seien — aber ich halte es für einen trügerischen Schluß, daß bei ihrer Entstehung auch vertikal wirkende Ursachen tätig gewesen seien.

In der Regel sind die Bruchspalten feine geschlossene Fugen, die nur gelegentlich im Ausgehenden durch Verwitterung geöffnet und erweitert wurden. Meistens enthalten die Verwerfungsspalten keine Gangmasse, und das zeigt mit aller Deutlichkeit, daß an den Paraklasen ein seitliches Zusammenpressen der Gesteine erfolgt ist. Endlich aber sehen wir auf den meisten Verwerfungsspalten so häufige und deutliche Harnische und Rutschstreifen, daß wir mit Sicherheit nach ihnen einen auf die Spaltenfläche wirkenden seitlichen Druck annehmen müssen.

Theoretische Vorstellungen, die wir bis auf v. SECKENDORF zurückführen können, und die in SUESS' „Antlitz der Erde“ ihren schärfsten Ausdruck gefunden haben, lassen uns in jeder Verwerfung die Wirkung einer vertikalen Verschiebung sehen. Schematische Profile, die von einem Buch in das andere übernommen werden, scheinen sogar zu beweisen, daß an den Verwerfungsklüften nur ein passives Absinken der liegenden gegen den hangenden Flügel erfolgt sei, und viele Autoren betrachten die Frage nach den Bewegungsvorgängen, die zur Entstehung von Verwerfungen führen, unter dem suggestiven Eindruck so vieler gleichartiger Profilzeichnungen für abgeschlossen.

Auch ich habe vor Jahren unter dem faszinierenden Einfluß von SUESS' „Antlitz der Erde“ die Ansicht geteilt, daß alle Verwerfungen der Ausdruck vertikaler Bewegungen seien, die unter dem Einfluß der Schwerkraft erfolgten. Aber je mehr ich mich seither mit den Verwerfungen, Gräben und Horsten, welche die deutschen Mittelgebirge begrenzen und durchziehen,

beschäftigte, desto mehr habe ich mich von der Irrigkeit dieser Auffassung überzeugt. Es gibt sicherlich Fälle, in denen die verworfenen Schollen vertikal aneinander hinglitten, aber viel häufiger ist die Bewegung auf flach an- oder absteigenden schiefen Ebenen erfolgt.

Den unzweideutigen Beweis für diese Auffassung erblicke ich in den Rutschstreifen, die wir auf so vielen Klüften in gestörten Zonen beobachten können. Nachdem ich in Thüringen dies erkannt hatte, war ich nicht mehr überrascht, bei vielen Exkursionen, die ich dann durch andere deutsche Gebirge unternahm, überall die Regel bestätigt zu finden. Bewegt man sich von scheinbar ungestörten, aber doch horizontal verschobenen Tafeln aus gegen die Störungsgebiete und tektonisch bewegten Zonen, dann sind zwar immer noch zahlreiche horizontale Rutschstreifen zu sehen, allein es mehren sich daneben die ansteigenden Winkel. Aber selbst in der Nähe größerer Verwerfungen, wo man nur vertikale Rutschstreifen erwarten sollte, sind noch spitzwinklige Bewegungstreifen häufig.

Es liegt in der Natur der Sache, daß eine einwurfsfreie Statistik über diese Verhältnisse nur unter besonders günstigen Umständen zu gewinnen ist. Um so wichtiger erscheinen mir daher die von SALOMON<sup>1)</sup> und seinen Schülern an den Rändern des Rheingrabens ausgeführten Arbeiten. Hier in der Nähe eines der größten deutschen Horste kommen in einem genau untersuchten Gebiet noch 62 Proz. Streifen vor, deren horizontales Bewegungselement größer ist als das vertikale.

Angesichts so weitverbreiteter Tatsachen, die nur auf ein Zusammenpressen der Verwerfungsclüfte und ein flaches Gleiten einer Kluftfläche auf der anderen zurückzuführen sind, kann die Hypothese, wonach Verwerfungen durch vertikales Abrutschen an stehenbleibenden Pfeilern entstanden seien, nicht mehr aufrecht erhalten bleiben.

Ich möchte nun schon hier betonen, daß ich niemals daran gedacht habe, statt der Senkung jedesmal eine Hebung an Verwerfungen und Horsten anzunehmen. Es gibt einzelne Fälle, wie der mittlere Thüringer Wald, wo nach meiner Ansicht eine vertikale Emporpressung eines keilförmigen Horstes erfolgt ist. Aber schon für den nahen Harz kann diese Auffassung nicht gelten, und noch weniger für die zahlreichen

---

<sup>1)</sup> SALOMON: d. Z. 1911, S. 496; — LIND: Verh. d. N. Med. Vereins, Heidelberg 1910, S. 1. — DINN: Verh. d. N. Med. Vereins, Heidelberg 1912, S. 237. — SPITZ: Jahresber. d. oberh. geol. Vereins 1913, S. 48.



kleinen Horste und Gräben, deren horizontale oder spitzwinklige Rutschstreifen ohne weiteres ablesen lassen, in welchem Sinne die Bewegung der Nachbarschollen erfolgte.

Während es in der Regel keine Schwierigkeiten macht, das Streichen einer Verwerfung mit größerer Sprunghöhe von einem guten Aufschluß aus im Gelände weiter zu verfolgen, ergeben sich die größten Schwierigkeiten, wenn es gilt, aus den im Ausgehenden beobachteten Fällen auf die Fortsetzung der Bruchlinie nach der Tiefe Schlüsse zu ziehen. Wenn man es schon als einen Erfahrungssatz bezeichnen kann, daß in gut untersuchten Gebieten keine einzige Verwerfung eine längere Strecke geradlinig dahinzieht, so zeigen uns gute Grubenrisse mit derselben Klarheit, daß keine Bruchfläche mit demselben Fallwinkel eine größere Strecke nach der Tiefe zu fortsetzt. Schon der Ausdruck „Schauffelfläche“, den man neuerdings für bergmännisch genau untersuchte Bruchlinien anwendet, zeigt mit aller Deutlichkeit, daß Biegungen und Änderungen des Fallwinkels eine große Rolle spielen. Selbst in größeren Aufschlüssen zu Tage sieht man oft die wellige, bauchige Oberfläche tektonischer Klüfte, die ja auch den Ausdruck „Harnisch“ veranlaßte.

Wenn man allerdings die Profile mustert, welche geologischen Arbeiten beigegeben sind, und besonders wenn man die Zeichnungen betrachtet, die in unseren Lehrbüchern das Verhältnis der Horste und Gräben erläutern sollen, dann kann ein Anfänger wohl glauben, daß in allen diesen Fällen der unterirdische Verlauf der Bruchlinie auf Beobachtung beruhe. Der Fachmann weiß, daß dies nicht der Fall ist, daß vielmehr bei strenger Kritik in einem normal überhöhten Profil der unterirdische Verlauf der Bruchlinien höchstens etwa  $\frac{1}{2}$  mm tief nach unten gezogen werden dürfte — alles Weitere ist Hypothese.

Manche Autoren haben dieser Schwierigkeit dadurch Herr werden zu können geglaubt, daß sie alle Bruchlinien direkt senkrecht nach unten ziehen — ich halte aber das für den unwahrscheinlichsten Fall: denn erstens kann man in einem bergmännisch genau aufgenommenen Bruchgebiet niemals genau parallele Bruchlinien erkennen; zweitens sind in einem von Verwerfungen durchschnittenen Aufschluß bei genauerer Aufnahme auch diese stets etwas divergierend, und eine Verlängerung dieser im Aufschluß wohl geringen Abweichung ergibt schon auf eine Tiefe von 100 m ein ganz beträchtliches Auseinanderweichen; endlich sprechen die Rutschstreifen in der Mehrzahl der Fälle für so mannigfaltige Bewegungsrichtungen,

daß parallele Bruchlinien nicht angenommen werden können. Die Frage, ob gleiches Streichen der Diaklasen und Paraklasen für gleichzeitige Entstehung eines Bruchliniensystems spricht, die Rolle, welche Granitmassive für die Orientierung und Ablenkung der Bruchlinien spielen, und die Torsion einzelner Schollen infolge des seitlichen Druckes möchte ich hier nicht näher besprechen.

### 3. Die Gangspalten (Antiklasen).

Die mit Mineralien oder Gesteinsmassen erfüllten Gangspalten (für die ich den Namen „Antiklasen“ hier anwenden möchte) unterscheiden sich grundsätzlich von den bisher besprochenen Spalten; denn wie der Augenschein lehrt, sind an ihnen die benachbarten Felsmassen seitlich auseinandergewichen, und der dadurch entstehende Hohlraum wurde während oder nach der Spaltenbildung mit neugebildeten Massen ausgefüllt. Der Abstand der Salbänder entspricht dem Ausmaß der stattgefundenen Bewegung, und die Art der Ausfüllung läßt uns erkennen, nach welcher Richtung die Spalte während ihrer Zufüllung geöffnet war.

Obwohl die Gangspalten von der größten Bedeutung für den Bergbau sind und ihre Entstehung mit großzügigen geologischen Vorgängen zusammenhängt, so wurden sie bei tektonischen Erörterungen früher nur wenig berücksichtigt, und bis in die neueste Zeit spielt WERNERS klassische Arbeit vom Jahre 1791 noch eine Rolle. Ein Teil der Gänge entstand jedenfalls durch die wechselnde Spannung in den sich abkühlenden Magmamassen. Hierher gehören zunächst die aplitischen und pegmatitischen Gänge in größeren Magmamassiven, sowie die im nahen Kontakthof verbreiteten Ganggesteine. Aber die Mehrzahl der erzführenden oder mit Mineralmassen erfüllten Gangspalten kann auf diesem Wege nicht erklärt werden.

Die Ausfüllungsmasse der Gangspalten gibt uns Fingerzeige über die Umstände, unter denen sie sich öffneten. Vereinzelte Fälle von Sandsteingängen zeigen uns, daß hier die Spalte nach oben klappte, und lockere Sandmassen, die seither regional denudiert wurden, in die damals offene Spalte von oben hereinfallen konnten. (Die mit scharfkantigen Trümmern erfüllten, als „Reibungsbreccien“ bekannten Gangspalten werden noch besonders besprochen.)

Alle anderen Gangspalten sind entweder durch Niederschlag aus chemischen Lösungen ausgefüllt worden, die in seltenen Fällen als vadosa Sickerwässer von oben oder aus der im Gestein verbreiteten Lithose von der Seite an die

Spaltenwände herantraten — in der Mehrzahl der Fälle aber als eruptose Wasser von unten kamen.

Die Verteilung der Mineralien innerhalb der Gangspalte läßt erkennen, ob nur eine Lösung oder nacheinander mehrere Lösungen bei der Bildung der Gangmineralien beteiligt waren. Die Häufigkeit von schwerlöslichen Mineralien, wie Quarz- und Schwerspat, zeigt, daß von allen in Lösung befindlichen Stoffen die schwerlöslichsten zuerst ausfielen und am längsten konserviert wurden.

Die chemische Einheitlichkeit und Reinheit vieler Mineralgänge läßt uns schließen, daß die betreffenden Gangspalten innerhalb der Erdrinde nach allen Seiten auskeilten und blind endeten.

Die mit Magmagesteinen erfüllten plutonischen und vulkanischen Gänge müssen nach unten gegen einen noch flüssigen oder wieder verflüssigten Magmaherd offen gewesen sein. Die gemischten Gänge deuten auf eine wiederholte Öffnung und Füllung mancher Gangspalten.

Die überwiegende Mehrzahl der Gangspalten findet sich fern von vulkanischen oder plutonischen Massen, entweder in gefalteten oder in gebrochenen Störungsgebieten. Bisweilen zeigt ihre Verteilung und ihr Streichen eine Abhängigkeit von den dort herrschenden tektonischen Leitlinien, aber in der Regel weichen sie beträchtlich davon ab.

Neuerdings haben besonders BORNHARDT und DENKMANN in den Gängen des Siegener Landes so interessante Tatsachen festgestellt, daß ich mir nicht versagen kann, diesen grundlegenden Arbeiten<sup>1)</sup> einige Leitsätze zu entnehmen:

„Es ist ein Hauptcharakterzug, daß die Streichrichtung der Gänge sowohl von Gang zu Gang als auch im Verlauf der einzelnen Gänge stark wechselt.

Neben einfachen Krümmungen der Gangwände sieht man S-förmige Windungen und scharfe Hackenbildung; auch bajonettförmige Umbiegungen kommen vor.

Treffen verschieden gerichtete Gänge aufeinander, so beobachtet man niemals, daß ein Gang den andern mit deutlichen Salbändern quer durchsetzt, vielmehr ist die Ausfüllungsmasse beider Gänge stets einheitlich verwachsen.

Innerhalb enger Bezirke herrschen gewisse Streichrichtungen vor.

---

<sup>1)</sup> W. BORNHARDT: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes. Archiv f. Lagerstättenforsch., Heft 2, 1. — DENKMANN: Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge. Archiv f. Lagerstättenforsch., Heft 6.

Die Gänge zeigen die deutliche Neigung, sich in Zonen zusammenzudrängen; die vorwiegend dem Hauptstreichen des rheinischen Schiefergebirges folgen. Aber innerhalb solcher gangreichen Zonen sind die Gänge scheinbar regellos verstreut. Man kann daher weniger von Gangzügen als von Gangschwärmen und Ganggruppen sprechen.

Meist sind die Gänge später durch Querstörungen so verschoben, daß man in manchen Gebieten lange suchen kann, bis man auch nur ein 100 m langes unzerstückeltes Gangstück findet. Diese Störungen zeigen Bewegungsspuren, die stark von der Fallrichtung der Schicht abweichen. Spitze Winkel herrschen überall vor.

Die Gänge fallen meist unter steilen Winkeln, seltener unter  $15-20^{\circ}$  ein.

Viele Gänge zertrümmern sich und werden hierbei unbauwürdig.

Nebengesteinseinschlüsse häufen sich lokal an, und in der Regel liegen sie völlig wirr und ungeordnet neben- und übereinander. Manche Bruchstücke müssen mehrere hundert Meter tief in die klaffende Zugspalte hinabgestürzt sein.

Eine große Anzahl von Gräben durchschneidet das gefaltete Gebirge, und auf solchen „Ganggräben“ sind die wichtigsten Eisenerzlager ausgeschieden worden.“

Da das Streichen und Fallen der Gänge unterirdisch so oft wechselt, hat v. KOENEN<sup>1)</sup> für die Entstehung der Gangspalten folgende Erklärung gegeben: Wenn sich eine wellenförmig gebogene Spaltfläche bewegt, dann entstehen sofort zahlreiche Stücke, an denen die Salbänder auseinanderweichen und offene Spalten bilden. — Würde diese Erklärung für alle Gänge zutreffen, dann müßte sich jeder Gang in eine Verschiebung fortsetzen. Ein Blick auf die Karte eines Ganggebietes zeigt uns jedoch, daß viele Erzgänge in ihrem Streichen von den benachbarten Brüchen völlig unabhängig sind.

Ihre Verteilung zwischen jenen läßt also erkennen, daß mitten zwischen den durch Seitendruck gepreßten und verschobenen Schollen Interferenzzonen eingeschaltet sind, deren Spaltenwände nachträglich klaffend auseinandergewichen sind. Beide können im Streichen ineinander übergehen, können sich verdrängen und ersetzen, aber die Gangspalten bewahren doch in der Regel eine gewisse Eigenart in Richtung und Verteilung.

---

<sup>1)</sup> v. KOENEN: Über Veränderungen des Verhaltens von Störungen 6. Jahresber. d. Niedersächs. geolog. Vereins 1913.

#### 4. Die Trümmerzonen (Polyklasen).

Sowohl an vulkanisch wie an chemisch erfüllten Gangspalten beobachten wir sehr häufig, daß die neugebildete Gangmasse scharfkantige Bruchstücke des Nebengesteins enthält. Die Ringelerze des Oberharzes sind ein wohl bekanntes Beispiel. Auch Eruptivgänge können von mehr oder weniger veränderten fremdartigen Scherben ganz durchsetzt sein.

Noch häufiger treten uns in gefalteten oder gebrochenen Störungsgebieten schmale und breitere Zonen entgegen, in denen das Gestein aus zahllosen scharfkantigen Trümmern besteht, die durch Minerallösungen zu einer bunten Breccie verkittet werden. Man denke an die ostthüringischen, mittel-silurischen Kieselchiefer, in denen weiße Quarzgänge die schwarzen Schiefertrümmer verkitteten, oder an so viele, durch Kalkspatgänge wieder verkittete Trümmerkalke (Marmore) und Dolomite in den Alpen.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß hier ganze Gebirgsteile durch Tausende von Zugspalten in Trümmer zerlegt wurden, bevor ihre Zwischenräume durch neugebildete Gangminerale wieder ausgefüllt wurden. Diese Trümmerzonen mußten unterhalb der Erdoberfläche entstehen; denn wenn sie hierzutage ausgingen, so wären sie entweder mit Sedimenten vermischt oder wenigstens nicht verkittet, sondern durch Denudation ausgeräumt worden.

Wir müssen daher prüfen, ob nicht neben den verkitteten Trümmerzonen auch unverkittete Gesteinstrümmermassen in unterirdischen Aufschlüssen vorkommen, die sich in größerer Ausdehnung und mit bestimmtem Streichen innerhalb der Erdrinde verfolgen.

Tunnelbauten haben uns nicht nur in den Alpen, sondern auch in weniger gestörten Tafelländern vielfach mit gelockerten Trümmern bekannt gemacht. Selbst mitten in den Trias-tafeln von Deutschland begegnet man an den Wänden mancher Eisenbahndurchschnitte Stellen, an denen das rasch wechselnde Streichen und Fallen großer Muschelkalkblöcke und die dazwischen aufgerichteten Schutzmauern sofort erkennen lassen, daß hier Trümmerzonen durchschnitten wurden, deren Teile zerbrochen, aber nicht wieder verkittet wurden.

Zahlreich sind die Fälle, in denen der Bergbau solche Trümmerzonen mit großen Schwierigkeiten bewältigen mußte. Die Sutanüberschiebung ist nach Mitteilungen von KUKUK eine solche Trümmerzone, die mit einer Mächtigkeit von 1 bis 500 m durch das westfälische Kohlengebirge hindurch zieht.

### 5. Die Spaltentäler.

Wir haben in den einleitenden Sätzen darauf hingewiesen, daß in gefalteten Gebirgen zahlreiche Täler auftreten, deren Streichen mit den tektonischen Leitlinien völlig parallel geht, die aber nicht etwa einer Mulde, sondern einem geöffneten Sattel entsprechen. Die Entstehung dieser „Spaltentäler“ in gefalteten Gebieten betrachtet man heute als eine selbstverständliche Nebenwirkung der Faltung, und niemand zweifelt daran, daß die Sattelachsen durch seitlichen Zug gelockert und dann durch Erosion ausgeräumt wurden.

Obwohl Männer wie v. KOENEN wiederholt darauf hingewiesen haben, daß auch im Flußnetz der meisten mitteldeutschen Flüsse in nicht gefalteten und scheinbar ungestörten Tafelländern immer wieder Talstrecken auftreten, die den tektonischen Leitlinien benachbarter Horste und Gräben parallel gehen, so scheuen sich doch viele Forscher noch immer, einen ursächlichen Zusammenhang zwischen beiden Erscheinungen anzunehmen.

Ich sehe den Grund hierfür wesentlich darin, daß man sich gewöhnt hat, alle Verwerfungsspalten auf vertikale Bewegungen zurückzuführen, und nun aus dem Fehlen einer vertikalen Sprunghöhe zwischen den beiden Talwänden den Schluß zieht: „hier ist keine Verwerfung, also keine tektonische Störung.“ Sobald wir aber in einer Verwerfung nur den Querschnitt von einer Verschiebung auf schiefer Ebene sehen, sobald wir uns klarmachen, daß sich solche tektonischen Bewegungen nicht nur in Druckspalten mit Harnischen, sondern ebenso leicht in Zugspalten und Trümmerzonen äußern können, dann erscheinen uns auch die Talstücke, die den tektonischen Leitlinien eines Tafellandes parallel streichen, in einem neuen Lichte.

Wir halten sie für Zugspalten im Sinne von geradlinigen Trümmerzonen, die nicht wieder verkittet wurden, weil sie an der Erdoberfläche mündeten, so daß die erodierenden Kräfte hier ein viel leichteres Spiel hatten, eine Erosionsrinne einzuschneiden, als auf den benachbarten geschlossenen Tafeln.

Deuten nicht auch Thermen und Mineralquellen die in Flußbetten aufsteigen, darauf hin, daß hier die Talsohle einer bis in große Tiefe zerrütteten tektonischen (Quell-)Linie entspricht?

Ich kann an dieser Stelle nicht alle Folgerungen ausführen, die sich aus diesen Betrachtungen über „epigenetische Täler“, „Durchbruchtäler“ und ähnliche Probleme der Tal-

bildung ergeben. Es kam mir nur darauf an, zu zeigen, daß es viele Talabschnitte gibt, die tektonisch bedingte sind, ohne daß sich eine vertikale Verschiebung der benachbarten Schollen erkennen läßt.

Nachdem wir die wichtigsten Formen, unter denen uns tektonische Spaltensysteme entgegentreten, kennen gelernt haben, wollen wir die rezenten Parallel-Erscheinungen prüfen.

## II. Die Erdbebenspalten.

Die Veränderungen der Erdrinde, die wir bei großen Erdbeben auftreten sehen, sind, wie jetzt allgemein anerkannt ist, die rezenten Äquivalente für tektonische Bewegungen, deren fossile Wirkungen wir in den Spalten der Erdrinde beobachten. Wenn wir statistisch die Häufigkeit der einen oder anderen Art von Erdbebenspalten miteinander vergleichen wollen, so müssen wir bedenken, daß manche nur unter ganz besonders günstigen Bedingungen zu erkennen sind, während andere überall und leicht zu beobachten sind

### 1. Die Zugspalten.

Klaffende und an der Erdoberfläche geöffnete Spalten gehören zu den bekanntesten und häufigsten Bildern aus Schüttergebieten. In langgestreckten Zonen streichen sie durch ganze Länder, wobei die Zahl der Spalten, ihre Richtung und die Breite der zerrütteten Zone beständig wechselt. In manchen Fällen berichten Augenzeugen, daß sich Spalten durch Zug öffneten und im nächsten Moment wieder geschlossen haben. Es sind sogar Fälle bekannt, wo Bäume oder Gebäudeteile hierbei eingeklemmt wurden.

Es hängt nun ganz von dem Pflanzenreichtum einer Gegend ab, ob diese Spaltenzüge nach dem Erdbeben durch den Wurzelfilz der Pflanzenwelt zuwachsen und vernarben, oder ob sie schutzlos den abtragenden Kräften preisgegeben sind.

In dem ersten Fall entsteht eine kurze Talwelle, im anderen Fall eine Zerrüttungszone, welche den Lauf der unterirdischen Lithose beeinflußt.

### 2. Die Druckspalten.

Während die geöffneten Zugspalten nach dem seismischen Stoß leicht zu sehen sind, gilt dies für die geschlossenen Druckspalten nicht. Besonders die horizontalen Verschiebungen werden nur dann erkannt, wenn sie zufällig ein Eisenbahngleis, einen Weg oder eine Grundstücksgrenze

schneiden. Um so interessanter sind die Fälle, wo bei Erdbeben beträchtliche horizontale Verschiebungen ohne Bildung einer Geländestufe eingetreten sind; ich erinnere an die Verschiebungen der Bäume bei Umara in Japan, an horizontale Verbiegungen von Eisenbahngleisen in Assam und Java und an das schöne Beispiel des zerrissenen Lattenzaunes in Kalifornien. Das Ausmaß solcher horizontalen Verschiebungen wurde in Assam und Kalifornien trigonometrisch während eines kurzen Bebens zu 5—10 m bestimmt.

Viel auffallender sind natürlich die Bruchspalten, an denen eine vertikale Verschiebung und Terrassenbildung zu erkennen ist; obwohl auch sie nur in kultivierten Teilen des Landes gut erkannt werden können. Beispiele hierfür bietet jedes Lehrbuch. Bald sind ebene Straßen oder Eisenbahngleise von Verwerfungen durchschnitten, bald entstanden Wasserfälle in einem vorher ausgeglichenen Wasserlauf. Ähnliche Wirkungen aber, mitten im Wald oder selbst nur unter mächtigeren Schuttdecken, dürften in der Regel nicht zur Beobachtung kommen.

Trotzdem möchte ich aus der verhältnismäßigen Seltenheit von vertikalen Verschiebungen auf Erdbebenspalten nicht ohne weiteres schließen, daß ihre geringe Zahl nur auf der geringen Möglichkeit, sie zu beobachten, beruht. Vielmehr bin ich auf Grund meiner Beobachtungen fossiler Spalten geneigt, anzunehmen, daß die meisten Erdbeben von kleinen Zerreißen in horizontaler Richtung und Verschiebungen auf sehr wenig ansteigenden schiefen Ebenen herrühren, und daß dabei der im vertikalen Sinn zurückgelegte Weg oft verschwindend klein ist gegenüber der horizontalen Verschiebung benachbarter Erd-schollen.

### III. Tektonische Experimente.

Während das Experiment in Physik und Chemie und den damit verwandten Wissenschaften, wie Mineralogie, Physiologie u. a. eine grundlegende Bedeutung besitzt, und alle größeren Fortschritte in diesen Wissenschaften veranlaßt oder begleitet, kann in der Geologie das Experiment niemals mit jener exakten Beweiskraft zu endgültigen Schlüssen verwendet werden. Denn die räumlichen und zeitlichen Dimensionen und Nebenumstände, die bei geologischen Vorgängen in der Natur eine so maßgebende Rolle spielen, lassen sich nicht alle im Laboratorium nachahmen. Geradeso, wie viele chemische Versuche, die im Reagenzglas oder der Retorte ein ausgezeichnetes Resultat bieten, bei einer fabrikmäßigen Darstellung im großen



oftmals nur ganz geringe Ausbeute geben, weil mit der Vergrößerung von Masse, Raum und Zeit auch die Fehlerquellen in ungeahnter Weise wachsen, so besteht ein prinzipielles Mißverhältnis zwischen den künstlichen Bedingungen, die wir im Laboratorium zusammenstellen, und den natürlichen Umständen, unter denen ein geologischer Vorgang verläuft.

Man kann im Experiment bestimmte Vorgänge nachahmen, und darin liegt seine pädagogische Bedeutung; aber man muß, wenn es sich um offene Probleme handelt, in jedem Falle auch beweisen, daß nur das angestellte Experiment den Vorgang erklärt und daß alle anderen Möglichkeiten ausgeschlossen sind.

Verhältnismäßig am günstigsten liegen die Verhältnisse in der tektonischen Geologie. Hier haben viele Forscher durch sinnreiche Apparate selbst verwickelte Lagerungsverhältnisse im kleinen nachzuahmen vermocht. Freilich kann meines Erachtens das Experiment auch hier nur nachbilden und verdeutlichen, was die Beobachtung in der Natur an grundlegenden Tatsachen geboten hat.

Die glänzenden Experimente, die REYHER vor Jahrenersonnen und angestellt hat, sind später durch eine ganze Anzahl von Forschern weitergeführt und auf die modernen Probleme der Gebirgsbildung angewandt worden. Hierbei wurde allerdings vorwiegend die Faltung, weniger die Bruchbildung experimentell studiert, und so blieb das von E. SUESS zur Erklärung der Schollengebirge angegebene Beispiel von der „bei sinkendem Wasserspiegel zusammenbrechenden Eisdecke eines Sees“ bis heute von führender Bedeutung.

Auch ich habe<sup>1)</sup> im Jahre 1896 auf der Geologenversammlung in Stuttgart einen Apparat demonstriert, der im Sinne von SUESS die Entstehung des Thüringer Horstes als einen stehengebliebenen Streifen auffaßte, an dem nach beiden Seiten andere Streifen passiv absanken. Dem von verschiedenen Seiten an mich heran tretenden Wunsche entsprechend, hatte ich schon Auftrag gegeben, diesen Apparat für Unterrichtszwecke zu vervielfältigen, als ich mich bei meinen folgenden Exkursionen in Mitteldeutschland schrittweise davon überzeugte, daß der Thüringer Horst ebensowenig wie der Harz auf diesem Wege entstanden sein könne. Besonders erkannte ich beim Studium der vielen kleinen und schmalen Horste und der mit ihnen oft verknüpften schmalen Gräben (z. B. Seeberg bei Gotha, Leuchtenburg b. Kahla u. a.), daß hier ein vertikales

---

<sup>1)</sup> J. WALTHER: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1896, S. 712.

passives Absinken gegenüber stehenbleibenden Streifen unmöglich alle Tatsachen erklären könne.

Die Häufigkeit horizontaler oder flach ansteigender Rutschstreifen in gut aufgeschlossenen Störungszonen zeigte mir vielmehr mit immer größerer Deutlichkeit, daß das vertikale Emporsteigen ebenso wie das Hinabtauchen schmaler Streifen zwischen ruhenden Tafeln auf einer horizontal wirkenden Kraft beruhen müsse, deren Wirkungen nur im Querschnitt als vertikale Hebung oder Senkung erscheint.

Daß der Horst des Harzes über das nördliche Harzvorland auf einer schiefen Ebene von Süden her überschoben worden ist, weiß jeder, der dort Exkursionen gemacht hat, und daß der mittlere Thüringer Wald zwischen Ilmenau und Elgersbuch von einer Randkluft begrenzt wird, die steil gegen das Gebirge widersinnig einfällt, das hat schon im Jahre 1776 der damalige Leiter des Ilmenauer Bergbaus, J. C. W. VOIGT<sup>1)</sup>, nachgewiesen.

So versuchte ich einen neuen Apparat zu bauen, wesentlich zu dem Zweck, um den thüringer Lehrern in einem Ferienkursus den Bau und die Entstehung des mittleren Thüringer Waldes klarzumachen. Der Apparat ist dann in meiner Vorschule<sup>2)</sup> abgebildet worden. Ich versuchte an diesem einfachen Beispiel besonders zu zeigen, daß zwischen der Faltenbildung und der Bruchbildung kein wesentlicher Unterschied bestehe, daß beide durch den Seitenschub und tangentielle Spannungen in der Erdrinde veranlaßt werden. Mit wenig Handgriffen kann man an dem Apparat Falten ebenso wie Überschiebungen, einen Keilhorst (wie den Thüringer Wald) oder zwei Halbhorste (wie Vogesen und Schwarzwald) nachahmen. Aber dieser Apparat hat gerade wegen seiner Einfachheit große Mängel. Denn er bietet nur einen optischen Querschnitt dar, nicht das flächenhafte Bild der orogenetischen Bewegungen. Ich habe daher seit Jahren nach einer anderen Versuchsanordnung gesucht, um einen Demonstrationsapparat zu konstruieren, der nicht nur den Querschnitt eines Störungsgebietes, sondern die ganze Mannigfaltigkeit eines solchen flächenhaft überschauen läßt; der nicht nur Druckspalten mit horizontalen, schrägen und vertikalen Verschiebungen, sondern auch Zugspalten mit klaffenden Rändern entstehen läßt.

---

<sup>1)</sup> J. C. W. VOIGT: Geschichte des Ilmenauschen Bergbaues. Sondershausen 1821. Taf. I, Fig. 3.

<sup>2)</sup> J. WALTHER: Vorschule der Geologie. Jena 1905. S. 100. V. Aufl., 1912, S. 144.

Der orogenetische Spaltenapparat<sup>1)</sup>, der seit etwa Jahresfrist fertig ist, besteht aus einem nachgiebig eingespannten Rahmen, der ein Mosaik von Holzstücken umgreift, für deren Umriß ich einen Spaltenzug aus NW-Deutschland zugrunde gelegt habe. Sobald man auf die völlig eben aneinanderpassenden Holzstücke langsam einen einseitigen Druck wirken läßt, beginnen sich fast alle Stücke zu bewegen, und obwohl diese Bewegung vorwiegend in horizontalem Sinne erfolgt, gliedert sich rasch die Oberfläche in Höhen und Tiefen. Horste steigen empor, Gräben sinken in die Tiefe und Treppenbrüche verbinden beide Regionen. Mitten zwischen den gepreßten und auf schiefen Ebenen aneinander hingleitenden Schollen öffnen sich gleichzeitig kleine und große Zugspalten und verdeutlichen in überraschender Weise, daß Druck auch Zug erzeugen kann, sobald eine Entlastung der gepreßten Platten auf größeren Gleitflächen erfolgen konnte.

#### IV. Die Horste.

Wenn ein Stück Erdrinde von Spalten durchsetzt wird, an denen sich die einzelnen Stücke in irgendeiner Richtung verschieben können, so entsteht im Querschnitt des Aufschlusses (sofern nicht der seltene Fall vorliegt, daß die Verschiebung absolut horizontal erfolgte) das wohlbekannte Bild kleiner und großer Verwerfungen. Die Höhenunterschiede der benachbarten Schollen ergeben leicht jene drei Fälle, die E. SUESS in seinem „Antlitz der Erde“ in so prägnanter Weise unterschieden hat: Folgen mehrere Schollen in auf- oder absteigender Richtung aufeinander, dann nennen wir dies einen Treppenbruch, liegt ein Streifen höher als die benachbarten, dann nennen wir ihn einen Horst, liegt er tiefer als seine Nachbargebiete, einen Graben.

Aber E. SUESS hat nicht allein diese tektonischen Typen zu unterscheiden gelehrt, sondern zugleich eine Erklärung für ihre Entstehung gegeben. Nach ihm sind die deutschen Horste die später getrennten Stücke einer früher einheitlichen Hochebene, die auf dem alten Niveau stehen blieben, während Gräben und Senkungsfelder, dem Zug der Schwere folgend, zwischen ihnen passiv in die Tiefe sanken.

Ich habe schon erwähnt, daß auch ich früher diese Ansicht geteilt habe. Aber eine Reihe von Tatsachen haben mich

---

<sup>1)</sup> Der Apparat ist von Dr. KRANTZ's Mineralienkontor in Bonn zur Vervielfältigung übernommen worden.

allmählich davon überzeugt, daß die von SUESS gegebene Erklärung zwar für das rheinische und böhmische Massiv zu Recht zu bestehen scheint, aber für die übrigen deutschen Horste nicht gelten könne. Ich habe daher, nachdem ich<sup>1)</sup> diese Ansicht schon im Jahre 1902 für den Horst des Thüringer Waldes ausgesprochen hatte, im Jahre 1910 die genannten Massive<sup>2)</sup> als ständige Horste von den anderen gehobenen Horsten unterschieden<sup>3)</sup>.

Den ersten Beweis für die Auffassung, daß Vogesen und Schwarzwald, Hardt- und Odenwald, Spessart und Thüringer Wald, Seeberg und Kyffhäuser, Harz und Flechtinger Höhen-

---

<sup>1)</sup> J. WALTHER: Geologische Heimatskunde von Thüringen. (I. Aufl. 1902.) IV. Aufl. 1913, S. 100.

<sup>2)</sup> J. WALTHER: Geologie Deutschlands. (I. Aufl. 1910.) II. Aufl. 1912, S. 140, 179.

<sup>3)</sup> Da ich meine Auffassung über die Entstehung tektonischer Spalten bisher noch nirgends im Zusammenhang veröffentlicht habe, weil ich noch an dem orogenetischen Spaltenapparat arbeitete, kann ich es wohl verstehn, daß einzelne in anderem Zusammenhang von mir veröffentlichte Sätze mißverstanden werden konnten.

Ganz unverständlich ist es mir, wie die Herren KRANTZ (Über Zusammenschub und Senkungen in Horstgebirgen, Zentralbl. f. Mineralogie 1911, S. 352) und QUIRING (Die Entstehung von Schollengebirgen, diese Zeitschr. 1913, S. 418), wenn sie meine Vorschule, die sie zitieren, gelesen oder selbst nur durchgeblättert haben, zu der Ansicht kommen konnten, ich hätte darin alle Gräben mit nach unten divergierenden Randspalten und alle Horste als Keile mit nach unten konvergierenden Spalten durch Hebung zu erklären versucht.

Im Wörterbuch meiner Vorschule wird das Wort „Graben“ als: ein Streifen der Erdrinde definiert, der tiefer liegt wie seine Nachbargebiete. Man kann sich, glaube ich, nicht objektiver ausdrücken, als ich hier getan habe. Im Text selbst sind auf drei verschiedenen Seiten Gräben abgebildet; der eine (= Königsee) zeigt parallel senkrecht nach unten verlaufende Randspalten; der zweite (= Leuchtenburg) ist mit nach unten spitz konvergierenden Randspalten gezeichnet, der dritte (= Rheingraben) zeigt nach unten divergierende Spalten. Daß ich die Bildung des Königsees oder des Leuchtenburggrabens nicht durch den oben erwähnten Apparat erklären kann und will, muß doch jeder einsehn, der sich einer objektiven Kritik befleißigen will.

Man sollte nun aber glauben, daß ein Autor wie Herr Hauptmann KRANTZ, der sich für berechtigt hält, gegen mich in heftigster Weise zu polemisieren und mit den fettesten Lettern meine akademische Lehr-tätigkeit zu kritisieren, wenigstens das angegriffene Büchlein wenn nicht lesen, so doch wenigstens hätte einmal durchsehen müssen.

Aber wie mir scheint, kennt Herr KRANTZ nur einen Artikel in der mir nur dem Namen nach bekannten „Neuen Zeitschrift für Geologie und Paläontologie“. Ich habe für diese Zeitschrift nie einen Artikel geschrieben, und kann nur vermuten, daß es sich um einen Nachdruck aus meiner Vorschule handelt, um den ich einmal durch Vermittlung meines Verlegers gebeten worden bin.

zug u. a. nicht ständige, sondern gehobene Horste sind, erblicke ich in dem geologischen Bau der Randgebiete einzelner der genannten Horste. Der Randbruch des Thüringer Waldes bildet zwischen Ilmenau und Ilgersburg eine Flexur, deren Mittelschenkel widersinnig gegen das Gebirge einfällt. Schon im Jahre 1776 hat VOIGT an dem unterirdischen Verlauf des Kupferschiefers diese Lagerungsform erkannt.

Daß der nördliche Thüringer Wald von Flexuren begrenzt wird, deren Mittelschenkel vom Gebirge abfällt, ist leicht verständlich, denn hier klingt der Horst in der Ebene aus, und nur ein Theoretiker wird den gut beobachteten keilförmigen Bau des mittleren Thüringer Waldes deshalb in Zweifel ziehen, weil das nordwestliche Ende des Thüringer Waldes andere Lagerungsformen zeigt. Der unterirdische Verlauf des südlichen Randbruches ist unbekannt, aber sein scharfes, geradliniges Streichen und die spießeckigen Teilstücke, die von BEYSCHLAG im Norden wie im Süden in völlig harmonischer Weise verfolgt wurden, sprechen dafür, daß der Horst auch im Süden keilförmig gestaltet ist.

Viel schöner und ausgedehnter sind die Aufschlüsse am Nordrand des Harzes, wo ebenfalls ein uralter Bergbau das widersinnige Einfallen des Randbruches deutlich verfolgen läßt.

Altbekannt ist das widersinnige Einfallen des Lausitzer Horstes gegen den Elbgraben, und in neuerer Zeit haben die Untersuchungen von ROTHPLETZ auch für den Südrand der Böhmisches Masse ähnliche Lagerungsverhältnisse nachgewiesen.

Wenn es nun ANDREÄ, VAN WERWECKE, SALOMON u. a. am Fuße des Schwarzwaldes gelungen ist, mehrfach das widersinnige Einfallen der oberrheinischen Randbrüche zu erkennen, so kann ein Theoretiker wohl trotzdem die Hypothese verteidigen, daß andere nicht genauer untersuchte Brüche vom Schwarzwald gegen die Rheinebene absinken; aber man muß sich doch darüber klar bleiben, daß die Richtigkeit dieser Annahme erst bewiesen werden muß.

Daß viele schematische Profile in Büchern und Karten die oberrheinischen Randbrüche gegen den Graben einfallen lassen, kann bei einer kritischen Diskussion des Problems unberücksichtigt bleiben, denn die Bruchlinien auf diesen Profilen stellen hypothetische Anschauungen, nicht beobachtete Tatsachen dar.

Einen zweiten Einwurf gegen die Ansicht, daß alle Horste ständig seien, erblicke ich in dem Mißverhältnis, das zwischen den Dimensionen kleinerer Horste und ihren benachbarten Senkungsfeldern besteht. Ich habe diese Frage wiederholt

am Seeberg bei Gotha erwogen, der ein etwa fünf Kilometer langer und dabei nur 200 m breiter Horst ist, auf dessen Kamm der mittlere Muschelkalk mit seinen Gipslagern zutage tritt, während in der Tiefe bei Günthersleben eine Scholle von Lias erhalten ist<sup>1)</sup>. Die Sprunghöhe des aus mehreren Spalten bestehenden Störungszone beträgt etwa 400 m. Im N folgt nach der älteren Auffassung ein „Senkungsgebiet“ von 50 km bis wiederum der kleine Kyffhäuserhorst hervortritt. Nach S trennt ein 10 km breites „Senkungsfeld“ den Seeberg vom Thüringer Wald. Wenn man diese Regionen durchwandert, so wird man angesichts dieser verschwindend schmalen Horste zwischen riesigen tieferliegenden Tafeln mit zwingender Notwendigkeit zu der Überzeugung geführt, daß hier die Horste nicht zwischen breiten Senkungsfeldern stehengeblieben sein können, sondern vielmehr durch sie emporgepreßt wurden. Da diese Aufpressung aber nicht durch eine von unten nach oben wirkende Hebungskraft, sondern durch den tangentialen Seitendruck bedingt war, müssen wir die Hebung keineswegs im vertikalen Sinne verstehen, sondern nur als Endresultat von Bewegungen, die sich auf schiefen Ebenen vollzogen.

Aber der Seeberghorst, der in seinen Größenverhältnissen so sehr viel kleiner wie der Thüringer Horst ist, bleibt immer noch ein Riese im Vergleich zu den Liliputhorsten, die ZIMMERMANN auf den Meßtischblättern Stadt Ilm und St. Remda entdeckte. Unter dem Titel „Eruptives Röt“ hat ZIMMERMANN<sup>2)</sup> diese merkwürdigen Horste beschrieben und ihre Eigenart gekennzeichnet. Wenn man diese aus weichen Letten bestehenden Horste mitten zwischen harten Muschelkalkplatten auftreten sieht, dann gehört schon ein gutes Maß von theoretischem Glauben an eine hergebrachte Hypothese, um solche Horste als stehengebliebene Pfeiler zwischen gesenkten Schollen anzusehen.

Als eine dritte Gruppe von Beweisen gegen die Annahme, daß alle Horste ständig seien, betrachte ich die Richtung der Rutschstreifen auf den in der Nähe von kleinen und großen Horsten auftretenden Spalten. Die Häufigkeit von fast horizontalen oder in spitzen Winkeln ansteigenden Rutschstreifen auf den Harnischen gibt uns den zwingenden Beweis, daß die vertikale Hebung vieler Horste nur das Ergebnis einer Bewegung auf schiefen Ebenen ist, und widerlegt ebenso zwingend die Auffassung, daß die gesenkten Gräben und Senkungsfelder vertikal nach abwärts bewegt wurden. Wer

<sup>1)</sup> BAUER: Erl. zu Blatt Gotha. J. WALTHER: Geol. Heimatskunde von Thüringen, IV. Aufl., S. 151.

<sup>2)</sup> ZIMMERMANN: d. Zeitschr. 1895, S. 615.

sich einmal angesichts der an den Rutschstreifen direkt abzulesenden tatsächlichen Bewegungen in den komplizierten Mechanismus versenkt hat, der an großen Störungszonen Treppenbrüche, Horste und Gräben gegeneinander verschob, der wird es für das wahrscheinlichste halten, daß gleichzeitig Grabenstreifen nach abwärts und Horststreifen nach aufwärts bewegt wurden.

Wenn mich also H. QUIRING in seiner erwähnten Arbeit als Vertreter der „Hebungstheorie“ aufführt, so möchte ich demgegenüber erklären, daß ich selbst in den Fällen, wo ich das vertikale Steigen eines Horstes für wahrscheinlich halte, darin doch immer nur das Resultat von einer Bewegung auf schiefen Ebenen erblicke.

Am deutlichsten aber ergibt sich die Unhaltbarkeit der bisherigen Annahme, wenn wir einmal versuchen, mit Hilfe einiger Holzstreifen einen Graben nachzuahmen. Die von QUIRING veröffentlichten Figuren 3, 6 und 7 bieten typische Beispiele für diese in der Natur so häufigen Lagerungsformen. Man versuche im Geist, die keilförmigen Gräben durch vertikales Heben in ihre Anfangslage zurückzubringen, und frage sich, wo die in dem dadurch entstehenden Spaltenhohlraum fehlende Gesteinsmasse hingekommen ist? Man versuche dieselbe Rekonstruktion mit dem so merkwürdigen Graben der Leuchtenburg, oder man reponiere den Graben der ober-rheinischen Tiefebene, indem man die auf den bekannten Profilen eingetragenen Trapezoidschollen bis zur Höhe des Vogesenkammes hebt — ich sehe keine mechanische Möglichkeit, mir das landläufige tektonische Bild durch passives Absinken auf konvergierenden Grabenspalten zu erklären.

Alle diese Schwierigkeiten schwinden in dem Augenblick, wo wir uns von der alten Hypothese frei machen, und dafür die einzelnen Grabenkeile auf schiefen Ebenen seitlich aneinander hingleiten lassen, wobei sich die Grabenstreifen etwas abwärts, die Horststreifen etwas aufwärts bewegen.

## V. Druck und Zug in der Erdrinde.

Es ist schon wiederholt<sup>1)</sup> auf den Widerspruch aufmerksam gemacht worden, der darin beruht, daß wir die Faltung der Gebirge auf eine Abkühlung und Schrumpfung des Erdkernes und damit auf seitliche Druckkräfte in der Erdrinde

<sup>1)</sup> VON DEM BORNE: Die physikalischen Grundlagen der tektonischen Theorien. GERLANDS Beiträge zur Geophysik, Bd. IX, 1908, S. 378.

zurückführen, während die mit plutonischen und vulkanischen Gesteinen erfüllten Lücken und Spalten sowie die mannigfaltigen chemisch ausgefüllten Gänge nur mit einer Dehnung und Zerrung derselben Erdrinde verbunden sein konnten.

Zwar hat die genauere Kenntnis der mit Magmagesteinen erfüllten Lücken der Erdrinde immer deutlicher gezeigt, daß hierbei Einsmelzungen und Durchsmelzungen eine viel größere Rolle spielen als die Erfüllung von offenen Spalten. Wenn in einem Faltenkern zwischen die aufgeblätterten Schichten granitisches Magma injiziert und dann das neue Mischgestein als Gneis weiter gebogen und gefaltet wird, so zeigt uns schon die fluidale Anordnung dieses Gneises, daß er nicht unter Zug, sondern unter Druckspannung entstand.

Auch die Entstehung der großen gesonderten Granitstöcke, die LEPSIUS als „diskordant“ bezeichnet hat, setzt keine Zerrung der Erdrinde im Sinne einer sich öffnenden Spalte voraus, denn diese Magmakörper bildeten sich ihren Hohlraum mitten im Faltenbau des Grundgebirges, durch die aufschmelzende und auflösende Kraft ihrer glühenden Gase; unbekümmert um Streichen und Fallen der durchschmolzenen Schiefer durchsetzten sie glattwandig ihr Nebengestein.

Lange Zeit hat man geglaubt, daß die vulkanischen Kuppen auf Spalten emporgedrungen seien, und nur die obersten Enden tieferer vulkanischer Gangplatten darstellen; aber BRANCA zeigte in Schwaben, GEICKIE in Schottland, daß diese Eruptivmassen ganz ähnlich wie die größeren Granitmassen auf selbstgeschaffenen rundlichen Kanälen die Erdrinde durchschwärmten.

Nun kennen wir zwar Fälle, wo ein mauerartig herausgewitterter Basaltgang oder eine basalterfüllte schmale Spalte erkennen läßt, daß das Magma auch Gangspalten erfüllen kann —; allein die Seltenheit solcher Vorkommnisse beweist, daß diese Lagerungsform für aufdringendes Magma nicht charakteristisch ist.

So dürfen also nicht alle plutonischen und vulkanischen Gangbildungen als Beweis dafür betrachtet werden, daß ihre Salbänder auseinandergezogen wurden, und dadurch Hohlräume entstanden, in die das Magma passiv hineindrang.

Man könnte mir einwenden, daß die Lakkolithen und die Lagergänge für jene Auffassung sprechen, aber bei ihrer Bildung weichen die hangenden Gesteinsdecken nicht so sehr seitlich als vertikal auseinander, und damit fallen auch sie unter die vielgestaltigen Erscheinungen der Faltung, bei der ja der Seitendruck allgemein anerkannt wird.



Aber wenn wir die genannten Erscheinungen ausschalten, so sehen wir doch in zahllosen Mineral- und Erzgängen, in verkitteten Reibungsbreccien und Trümmerzonen die deutlichen Zeichen, daß ganze Stücke der Erdrinde zu gewissen Zeiten seitlich gezerrt worden sind.

Auch die rezenten Erbeben zeigen uns auf das allerdeutlichste, daß durch tektonische Bewegungen sowohl Druck- wie Zugkräfte ausgelöst werden, und so müssen wir die Frage erwägen, wie dies zusammenhängen kann.

In einer interessanten Studie<sup>1)</sup> hat ROTHPLETZ darauf hingewiesen, daß eine Kontraktion der Erdrinde, wie wir sie bei der Gebirgsfaltung wirken sehen, und eine Expansion, wie sie bei der Bildung vulkanischer Gänge angenommen werden muß, nicht gleichzeitig, sondern in aufeinanderfolgenden Phasen der Erdgeschichte auftreten. Ich habe versucht, einen ähnlichen Gedankengang auszuführen<sup>2)</sup>, indem ich darauf hinwies, daß plutonische Gesteine nachweislich während der Faltung entstehen, und daß von den damals gefüllten Magmaherden erst dann der noch nicht erkaltete Teil des Magmas in der Erdrinde weiter emporsteigt und zu vulkanische Eruption kommt, wenn die Spannung der angesammelten Dämpfe eine hohe Durchschlagskraft erreicht hat und die Last der hangenden Gesteine durch Abtragung vermindert wurde.

Aber wenn wir die großen Störungslinien von der Leine durch Thüringen bis zum Frankenwald verfolgen und hier in den Gängen von Großkamsdorf enden sehen, wenn Schwer-spatgänge dasselbe Streichen haben wie die Randbrüche des Thüringer Horstes, wenn die Spateisengänge des Siegener Reviere, wenn ausgeräumte Trümmerzonen und Spaltentäler so vielfach die Richtung der Wasserläufe bestimmen, dann müssen wir auch die Möglichkeit zugeben, daß sowohl tektonische Druckspalten wie Zugspalten durch dieselben Ursachen entstehen können.

Solange man in jeder Verwerfung nur die vertikale Verschiebung der Schollen sieht und nur ein senkrechtes Absinken für möglich hält, bleibt der eingangs gekennzeichnete Widerspruch in aller Schärfe bestehen.

Aber wenn wir die tektonischen Bruchlinien recht bestehen wollen, dann müssen wir uns zunächst von der irrigen

---

<sup>1)</sup> ROTHPLETZ, Über die Möglichkeit, den Gegensatz zwischen der Kontraktions- und Expansionstheorie aufzuheben. Sitz.-Ber. M. Ph. Kl. K. Bayr. Akad. München 1902, Heft III.

<sup>2)</sup> J. WALTHER, Geschichte der Erde und des Lebens. Leipzig 1910, S. 106.

Vorstellung frei machen, daß alle Verwerfungen völlig ebene Flächen seien, deren Querschnitt so geradlinig läuft wie die Striche, die man auf Profilen einträgt. Um hier zu einer richtigen Anschauung zu kommen, dürfen wir nicht die schematischen Bilder der Lehrbücher und ebensowenig die schematischen Profile ansehen, auf denen der Autor mit kühner Hand kilometerlange Bruchlinien nach der Tiefe zeichnet, obwohl er in der Regel den wirklichen Verlauf derselben nur auf wenige Meter Länge beobachtet hat. Niemand wird den Wert solcher Profile geringschätzen, weil der unterirdische Verlauf aller Bruchlinien völlig hypothetisch ist; aber bei einer kritischen Betrachtung des Problems muß ihr hypothetischer Charakter betont und berücksichtigt werden.

Betrachten wir die Oberfläche von freigelegten und mit Harnischstreifen versehenen Spalten, dann gehören völlig ebene Flächen zu den größten Seltenheiten; verfolgen wir das Streichen irgendeiner Bruchlinie auf einem modernen Meßtischblatt, dann sehen wir, wie oft ihr Verlauf von der Geraden abweicht — das sind die Tatsachen, die wir verallgemeinern müssen, die uns leiten sollen, wenn wir uns ein Bild machen wollen von der Gestalt der schiefen Ebenen, auf denen sich unter dem Einfluß des Seitendrucks die zerrissenen Schollen der Erdrinde bewegen. Das durch VON KOENEN betonte Prinzip, wonach eine wellig gebogene Bruchfläche bei horizontaler Bewegung überall Spalten und Lücken erzeugt, gilt in noch höherem Maße für die komplizierten Verschiebungen, die gewaltige Streifen und Keile erleiden. Und daß selbst ein einfaches Experiment beide Erscheinungen erzeugen kann, das zeigt mein orogenetischer Spaltenapparat, der neben den verschobenen Druckspalten die klaffenden Zugspalten entstehen läßt.

Aber auf einen weiteren Gesichtspunkt möchte ich hier noch besonders aufmerksam machen: Angenommen, die Kraft des Seitenschubs reicht hin, um eine große Scholle auf einer schiefen Ebene hundert Meter hoch als Horst über das Nachbargebiet emporzuheben, so wird die Wirkung des Seitendrucks aufhören, sobald die Last bis zu der bestimmten Höhe gehoben wurde. Seitendruck und Last halten sich jetzt die Wage.

Aber schon während der Hebung beginnt die Abtragung den Horst zu erniedrigen und seine Last zu verkleinern. Wenn man erwägt, daß von der Höhe des Thüringer Horstes eine Gesteinsplatte von mehr als 1000 m Mächtigkeit entfernt worden ist, und daß die Stärke der Abtragung von

klimatischen Ursachen beherrscht wurde, die völlig unabhängig sind von dem Wechsel in der Stärke des Seitendrucks (der auf dem Wärmegefälle der Erde beruht), so ergeben sich durch das Zusammentreffen zweier so verschiedenartiger Kausalreihen seltsame Wechselwirkungen: Eine kurze Periode des Klimawechsels reichte hin, um vielleicht 100 m Gestein abzutragen und das ganze labile Gewichtssystem des Horstes gegen seine Nebenschollen zu stören. In solchen Zeiten werden nach meiner Ansicht so rasche Entlastungen erfolgen, daß in dem vorher gepreßten Gebiet ganze Schwärme von Zugspalten entstehen.

Wir fassen unsere bisherigen Betrachtungen in folgenden Sätzen zusammen:

Ein Gegensatz zwischen tektonischen tangentialen Bewegungen, welche Falten erzeugen, und radialen Senkungen, welche Bruchlinien entstehen lassen, existiert nicht. Denn auch alle Brüche und Verwerfungen entstehen durch denselben tangentialen Seitendruck wie die Falten.

Die vertikale Verschiebung, die wir an Verwerfungen beobachten, ist in der Regel nur der scheinbare optische Querschnitt durch zwei Schollen, die sich seitlich aneinander bewegt haben.

Die Richtung der Rutschstreifen auf den Kluftwänden gibt uns direkten Aufschluß über die Richtung der stattgehabten Bewegung.

Die Häufigkeit von nahezu horizontal gerieften Harnischen beweist, daß auch viele scheinbar tektonisch nicht bewegte Gebiete durch horizontale Verschiebungen gestört wurden.

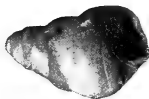
Nur wenige Horste sind im Sinne von E. SUESS ständig. Vielmehr sind viele kleinere Horste auf schiefen Ebenen emporgepreßt.

Da während der tektonischen Bewegungen, die sich auf lange Zeiträume verteilen können, die gehobene Streifen meist abgetragen und entlastet, die Gräben und Senkungsfelder aber von neuen Sedimenten bedeckt und belastet werden, und diese Vorgänge vielfach ganz unabhängig voneinander verlaufen, kommt es nachträglich zu lokalen Zerrungen und Dehnungen, die bei glattwandigem Aufreißen Gangspalten bilden; bei unregelmäßiger Zertrümmung der Gesteinsmassen entstehen Trümmerzonen, die entweder als Reibungsbreccien wieder verkittet oder durch Denudation in Spaltentäler verwandelt werden.

---

### Neueingänge der Bibliothek.

- ABENDANON, E. C.: Die Großfalten der Erdrinde. Mit einer Vorrede von Dr. K. OESTREICH. Leiden 1914.
- FRAAS, E.: Das Bohrloch von Erlenbach bei Heilbronn. S.-A. aus: Jahreshefte des Vereins für vaterl. Naturkunde in Württemberg. Jahrg. 1914. Stuttgart 1914.
- LINDEMANN, B.: Die Erde. Eine allgemeinverständliche Geologie. Bd. II. Geologie der deutschen Landschaften. Stuttgart 1914.
- LÖSCHER, K. G.: Die geologische Landessammlung des Fürstlichen Gymnasiums. Teil II. Wissenschaftliche Beilage zum Jahresbericht über das Fürstliche Gymnasium Rutheneum. Gera 1914.
- NICOLAI, G.: Die norwegischen Eisenerze und ihre wirtschaftliche Bedeutung. Dissert. zum Dr.-Ing. b. d. Techn. Hochschule in Berlin. Berlin 1913.
- RÖHRER, FR.: Das Bohrloch der Papierfabrik in Dill-Weissenstein bei Pforzheim. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitt. des Oberrhein. Geol. Vereins, N. F. IV, 1. Karlsruhe 1914.
- STEVENSON, J. J.: Formation of Coal Beds. S.-A. aus: Proc. of the Am. Phil. Soc. 50, 51 u. 52. Lancaster 1911—1913.
-





# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

### B. Monatsberichte.

Nr. 6/7.

66. Band.

1914.

#### INHALT.

	Seite
Protokoll der Sitzung vom 10. Juni 1914 . . . . .	313

##### *Vorträge:*

JAEKEL: Neue Beiträge zur Tektonik der Rügener Kreide (Titel) . . . . .	314
HAARMANN: Diskussion zum Vortrag JAEKEL . . . . .	314

##### *Briefliche Mitteilungen:*

JAEKEL, O.: Über die Abgrenzung der Geologie und Paläontologie . . . . .	316
KEILHACK, K.: Die Schlammführung des Yangtse . . . . .	325
KUHLMANN, L.: Über die Untere Kreide im westlichen Osning . . . . .	328
SCHOLZ, E. (†): Vulkanologische Beobachtungen an der Deutsch-Ostafrikanischen Mittellandbahn . . . . .	330
FRECH: Zur Frage der Kar-Entstehung . . . . .	335

Protokoll der Sitzung vom 15. Juli 1914 . . . . .	339
---	-----

##### *Vorträge:*

SCHMIDT, C.: Die Kalisalze in Katalonien (Titel) . . . . .	340
HARBORT: Diskussion zum Vortrag SCHMIDT . . . . .	340
DÖRPINGHAUS, W. T.: Die Amblygonitgänge von Caceres in Spanien und ihr genetisches Verhältnis zu den Zinn- steinvorkommen (ein neuer Typus pneumatolytischer Lagerstätten) . . . . .	342

Neueingänge der Bibliothek . . . . .	352
--------------------------------------	-----

# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender:	Herr	WAHNSCHAFTE †	Schriftführer:	Herr	BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	{	BORNHARDT		"	HENNIG
sitzende:	{	KRUSCH		"	JANENSCH
Schatzmeister:	"	MICHAEL		"	WEISSERMEL
Archivar:	"	SCHNEIDER			

## Beirat für das Jahr 1914

Die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen,  
OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

## Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Samlungskustos Dr. Schneider**,  
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Oberbergrat Bornhardt**, Charlottenburg, Dernburg-Str. 49 oder Herrn **Professor Dr. Krusch**, Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Rich. Michael**, Charlottenburg, Kaiserdamm 74, Postscheckkonto **Berlin NW 7, Konto Nr. 16 071** oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.



# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 6.

1914.

---

Protokoll der Sitzung vom 10. Juni 1914.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung.

Als Mitglieder der Gesellschaft wünschen aufgenommen zu werden:

Die *Herzoglich Braunschweigisch-Lüneburgische Kammer*,  
Direktion der Bergwerke zu Braunschweig, vor-  
geschlagen von den Herren BORNHARDT, KRUSCH  
und BÄRTLING.

Herr WILHELM GIEBELER, Prokurist der Firma ERNST  
GIEBELER, Bergwerks-Effekten-Geschäft, Siegen i. W.,  
vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, POMPECKJ  
und SALFELD.

*Königliche Bergwerksdirektion*, Recklinghausen, vor-  
geschlagen von den Herren BORNHARDT, KRUSCH  
und HENNIG.

*Naturwissenschaftliches Museum der Stadt Essen a.d. Ruhr*,  
vertreten durch den Leiter Herrn Dr. E. KAHRs,  
vorgeschlagen von den Herren BÖHM, WIEGERS und  
DIENST.

Herr Oberberggrat G. CREMER, Kalkberge (Mark), vor-  
geschlagen von den Herren BORNHARDT, KOERT und  
TORNAU.

Herr Dr. OTIO THIES, Assistent am Geologischen Landes-  
museum, Berlin N. 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen  
von den Herren MICHAEL, SCHNEIDER und BÄRTLING.

Die *Kaiserliche Bergbehörde*, Dar es Salam, vorgeschlagen  
von den Herren BECK, JENTZSCH und MICHAEL.

*Neuroder Kohlen- und Tonwerke*, Neurode (Schl.), vorgeschlagen von den Herren MICHAEL, QUITZOW und SCHNEIDER.

Herr Dipl.-Bergingenieur LEICHTER-SCHENK, Zwickau, Sa., vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KRUSCH und BERG.

*Generaldirektion der Schlutiuswerke*, Kattowitz, Holteistraße 29, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, MICHAEL und QUITZOW.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Druckschriften der Versammlung vor.

Darauf spricht Herr JAEKEL über „Neue Beiträge zur Tektonik der Rügener Kreide“.

Zur Diskussion sprach Herr HAARMANN.

Herr HAARMANN führte aus, an sich sei wohl die Annahme einer nordsüdlichen Störungszone wahrscheinlicher als die einer einzigen Verwerfungsfläche, da man meistens dort, wo die Aufschlüsse genaue Beobachtungen zulassen, sehen kann, daß bedeutendere Verwerfungen nicht durch einzelne Schnitte, sondern durch Bruchbündel gebildet werden. Wenn sich aber nirgends aufeinanderfolgende Überschiebungen nachweisen lassen, wie dies KEILHACK<sup>1)</sup> angibt, so müßte das allerdings zur Annahme nur einer Verwerfung führen. Von großer Bedeutung ist jedoch die Verschiedenheit dieser Meinungen überhaupt nicht, denn für die Auffassung der Tektonik macht es keinen grundsätzlichen Unterschied, ob nur eine Überschiebung oder mehrere schuppenförmig aufeinanderfolgende vorhanden sind.

Bemerkenswert ist, daß auch auf Rügen die Schichtenstörungen unzweifelhaft auf seitlichen Druck zurückgehen, und auch die von Herrn JAEKEL gezeigten Verknetungen von Kreide und Diluvium sind — soweit man ohne Kenntnis der Örtlichkeit nach den vorgelegten Profilen urteilen kann — sehr wohl durch tektonische Kräfte allein möglich, und es ist nicht nötig, zu ihrer Erklärung Eisdruck heranzuziehen. Ebenso kann ich Herrn JAEKEL nicht beipflichten, wenn er für die Entstehung des von ihm gezeichneten Profils Eisdruck mit

---

<sup>1)</sup> K. KEILHACK: Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1912, I, S. 147 unter 6.

verantwortlich macht. KEILHACK brachte — wie ich glaube — dasselbe Profil<sup>1)</sup>, und ich kann dem von KEILHACK veranschaulichten und beschriebenen Entstehungsvorgang nur zustimmen: die seitlichen Bogenteile des Gewölbes sind nach unten gekantet und der gefaltete Gewölbeschlußstein wurde aufgepreßt. Übrigens ist das KEILHACKsche Profil ein Musterbeispiel aus der Natur von dem, was man in der Statik „Gewölbeeinsturz nach innen“ nennt. Bei diesem kanten die beiden unteren Bogenteile nach innen, während die mittleren nach oben steigen, und er entsteht, „wenn von außen her übermäßige wagerechte Kräfte wirken“<sup>2)</sup>.

Der Vorsitzende schließt die Sitzung.

V.

W.

O.

KRUSCH.

JANENSCH.

BÄRTLING.

---

<sup>1)</sup> K. KEILHACK: a. a. O., S. 153.

<sup>2)</sup> G. C. MEHRTENS: Vorlesungen über Ingenieur-Wissenschaften, 1. Teil: Statik und Festigkeitslehre, Bd. III, 1. Hälfte: Gewölbe und Stützmauern. 2. Aufl. 1912, S. 19 und 20.

## Briefliche Mitteilungen.

---

### 21. Über die Abgrenzung der Geologie und Paläontologie.

Von Herrn O. JAEKEL.

Greifswald, den 7. April 1914.

Herr BRANCA hat in einem Aufsatz „Über das Verhältnis der Geographie zur Geologie-Paläontologie und die Frage einer Teilung der Geologie-Paläontologie“ in diesen Monatsberichten 1913, Nr. 11, S. 620, nochmals seine Ansichten über das Verhältnis der Geologie zu den Nachbarwissenschaften diskutiert und damit den Standpunkt näher ausgeführt, den er in dieser für unser Fach organisatorisch äußerst wichtigen Frage wiederholt geltend gemacht hat. Bei dem Einfluß, den der Vertreter eines bzw. zweier Fächer an der Universität der Landeshauptstadt durch seine Stellung und seine persönlichen Beziehungen hat, würde es mir einen Verrat an der Sache bedeuten, wenn ich seine Darlegungen in der Öffentlichkeit unwidersprochen ließe, um so mehr, als sonst die weitere Vertretung seiner Ansichten in dem Mangel eines Widerspruches eine Stütze finden könnte.

Herr BRANCA erörtert zunächst das Verhältnis unserer Fächer zur Geographie, deren Grenzlinien in neuerer Zeit mancherlei Kritik hervorgerufen haben. Es ist gewiß unleugbar, daß ein Teil der modernen Geographen mit ihren Forschungen und Publikationen, z. T. auch in ihren Vorlesungen, weit in das geologische Gebiet hinübergreifen; aber ehe man das lediglich vom Standpunkt der Ressortkompetenzen aus verurteilt, muß man doch fragen: „Wie ist das gekommen?“, und ehe man Vorwürfe erhebt: „Wer ist daran schuld?“ Nun, gekommen ist es doch so, daß auch hier wie in alle Natur- und Geistesforschungen von den 70er Jahren an das Moment der Entwicklung seinen unwiderstehlichen Einzug hielt, und daß nun auch die Geographen ihre Domäne, die Erdoberfläche, nicht

mehr nur als ein Bestehendes anzusehen, sondern als ein Gewordenes zu verstehen suchten. Das betonte zuerst FERDINAND VON RICHTHOFEN, der als Geologe sich im Gegensatz zu den meisten seiner Kollegen gerade mit solchen morphologischen Problemen der Erdkruste befaßt hatte. Er tat das für die Geographie, was schon vielen Fächern zu neuem Aufschwunge verholfen hat, er machte die Geographie mit wichtigen Ergebnissen eines Nachbarfaches bekannt. Das waren die geologischen Faktoren in der Bildung der Erdkruste. Seine Bestrebungen wurden so zum Gegenstück derjenigen LYELLS, der 50 Jahre früher die Geologie auf neue Grundlagen gestellt hatte, indem er den Geologen klarmachte, daß sie die Vorgänge in der Erdgeschichte genetisch nur verstehen könnten, wenn sie die Vorgänge studierten, die sich gegenwärtig auf der Erdoberfläche beobachten lassen und heute von den Geographen als ein Teil ihrer Domäne reklamiert werden. Solche Überleitung von Kenntnissen aus Nachbargebieten pflegt gewöhnlich nur kurze Zeit anzuhalten, da sich solche Pegelstände in der Regel bald ausgleichen. Hier war aber ein unerschöpfliches Gebiet von Fragen angeschnitten, und so ist es begreiflich, daß sich die Grenzlinien zwischen beiden so eng ineinandergreifenden Gebieten wie der Geologie und der Geographie nicht so schnell präzisiert haben. Darin liegt wohl am Ende auch kein Unglück, denn die Sonderung der Fächer hat doch praktisch nur den Wert, daß sich das Gros der Fachvertreter auf den Kern ihres Gebietes ruhiger konzentrieren kann, aber nicht den Zweck, den Grenzverkehr zu unterbinden. Selbst auf dem Felde schärfster Abgrenzung im Kampf ums Dasein in der Staatenpolitik konzidiert man an der Grenze allenfalls Pufferstaaten, aber keine Einöden. Nun können sich die Geologen freilich darauf berufen, daß EDUARD SUESS, viele schweizer, österreichische, französische, schwedische und amerikanische Geologen gerade die für die Geographie grundlegende Morphologie besonders gründlich gepflegt haben; aber ich möchte die Gewissensfrage an meine Kollegen richten, ob EDUARD SUESS denn in unserem Lande jemals ein Ordinariat für „Geologie-Paläontologie“, wie Herr BRANCA sagt, bekommen haben würde. Schon als er längst der dominierende „Geologe“ καὶ ἑξοχήν war, galt er in den 90er Jahren in Berlin noch immer als völliger Outsider. Hätte er nicht in Deutschland, wie andere vor und nach ihm auch, Geograph werden müssen, um seine allgemein geologische Richtung gründlich pflegen zu können! An wem liegt also die Schuld, daß unsere Grenzgebiete gegen die Geographie so vielfach von Geographen

beackert wurden! Ich habe den unbestreitbaren Nachteil unserer Universitäts-Geologie gegenüber der Geographie, Petrographie und Mineralogie schon vor vielen Jahren betont, und konnte durch viele Erfahrungen nur in meiner Beurteilung des Schadens bestärkt werden, daß die Geologen in Deutschland zugleich Paläontologen sein mußten. Sie sind dadurch genötigt worden, sich gleichzeitig mit den Grundlagen der Geologie, nämlich der Mineralogie, Petrographie, sowie großen Teilen der Chemie und Physik zu beschäftigen, wie sie als Grundlagen der Paläontologie die Elemente der Morphologie, vergleichende Anatomie und Entwicklungsgeschichte des Tier- und Pflanzenreiches studiert haben mußten, um auch nur ihren Zuhörern die ihnen zu vermittelnden Kenntnisse auch wirklich verständlich zu machen, oder gar selbst auf diesen Gebieten Tüchtiges zu produzieren. Das ist ein Unding, und kein Spezialist auf dem Gebiete der Geologie oder der Paläontologie wird bestreiten wollen, daß wir in Deutschland doch unbestreitbar alle mit jedem Jahre mehr an dieser innerlich unmöglichen Doppelfunktion kranken. Die Vielseitigkeit hat ja gewiß ihre Vorzüge, für die Regierung schon mindestens die der größeren Billigkeit, aber niemand wird die Erfahrung gemacht haben, daß Mädchen für alles im allgemeinen gute Köchinnen sind.

Und nun ist Herrn BRANCA der unselige Konnex zwischen Geologie und Paläontologie, wie er sich in unserem Lande noch immer erhalten hat, noch nicht eng genug — er koppelt beide Fächer durch einen Bindestrich zusammen und spricht konsequent von „Geologie-Paläontologie“ als einem Fach. Wo er die Beziehungen der Geographie zur Geologie behandelt und auf den besonderen Kontakt derselben mit der allgemeinen Geologie hinweist, rechnet er durch Hinzuziehung der Paläontologie heraus, daß die Geographie höchstens zu einem Viertel unseres Faches Beziehungen habe, und bemitleidet einen Geographen, der etwa auch Geologe sein wollte, wegen der großen Last, die er mit den übrigen drei Vierteln der „Geologie-Paläontologie“ auf sich nehmen müßte. Alle die Geologen, die durch Konzentration auf die Hauptgebiete der Geologie berühmt geworden sind, wären folgerichtig nach Herrn BRANCA Aufstellung keine Geologen. Ich glaube wirklich, EDUARD SUESS kann froh sein, daß er nicht in Deutschland auf einen ordentlichen Lehrstuhl warten mußte, und wie viele ausländische Geologen wären bei uns in noch schlimmerer Lage gewesen als SUESS, der sich wenigstens in seiner Jugend doch noch mit Paläontologie beschäftigt hatte.

Wie spezifische Paläontologen, denen die fossilen Organismen nicht nur Vertreter bestimmter Faunen und Floren und Kennzeichen des Alters oder Charakters der sie bergenden Schichten sind, sondern in physiologischer Betrachtung neues Leben gewinnen und in morphologischer und histologischer Hinsicht die Gebiete der vergleichenden Anatomie, Embryologie und Entwicklungslehre um die wertvollsten Dokumente bereichern, wie solche speziellen Fachvertreter, wie sie freilich bei uns im Lande kaum mehr existieren, über diese Fragen urteilen, das ist nicht nur von mir, sondern von so vielen Paläontologen, wie z. B. OSBORN, DOLLO, ABEL u. a., so oft betont worden und hat als Erkenntnis in anderen Ländern längst so gute Früchte getragen, daß ich es hier nicht noch einmal zu wiederholen brauche. Wenn die Paläontologen gleichzeitig außer auf unseren biologischen Gebieten, sei es auch nur für unsere Lehrtätigkeit, in allen Teilen der Geologie „auf dem laufenden“ erhalten werden sollen, dann kann man von ihnen wirklich keine besonderen Leistungen mehr verlangen. Wir haben doch gewiß ein sehr schwer zu bearbeitendes Material und sind den biologischen Fächern gegenüber sowieso schon in einer recht schwierigen Lage, weil wir uns mit so vielen Gebieten der Biologie gleichzeitig beschäftigen und fast immer in deren schwierigste Probleme gründlich einarbeiten müssen, um unsere Reste voll auswerten zu können.

Herr BRANCA läßt nun bei der Paläontologie die eine Seite derselben, die Paläobotanik, die doch anderwärts auch ihr Recht gefunden hat, ganz aus dem Spiel. Über die Gliederung seiner „Geologie-Paläontologie“ schreibt er folgendes: „Das Gebiet der ‚Geologie-Paläontologie‘ umfaßt zwei recht verschiedene Dinge. ‚Ja gewiß,‘ so höre ich sagen, ‚einerseits Geologie und andererseits Paläontologie‘. Nein, erwidere ich, nicht Geologie und Paläontologie, sondern einerseits Allgemeine und andererseits Historische Geologie und Paläontologie.“ Zur Begründung dieser Auffassung sagt Herr BRANCA: „denn die historische Geologie ist ja so überaus eng mit der Paläontologie verknüpft, daß sie von ihr gar nicht zu trennen ist“. Weil nun ein Teil der Geologie auf paläontologische Kenntnisse angewiesen ist, deshalb verliert die Paläontologie doch nicht ihre eigene Existenzberechtigung! — Man stelle sich ein Analogon vor, das sich in gleicher Weise historisch entwickelt hat, das Verhältnis der Mineralogie zur Chemie, aus der sie als Universitätslehrfach hervorgegangen ist. Weil nun die Mineralogie die Chemie dringend benötigt, deswegen würde sie analogerweise nicht den Anspruch eines selbständigen

Faches erheben können! Aber auch vom Standpunkte der Geologie scheint jene Auffassung einseitig. Wenn Herr BRANCA z. B. sagt, „die ganze Reihe der Formationen mit ihren Unterabteilungen ist im wesentlichen nichts anderes als eine Reihenfolge von Tiergeographien“, so würden doch aus der Formationskunde oder historischen Geologie eine große Menge wichtiger Kapitel ausfallen, die Herr BRANCA gewiß selbst in ihrer Bedeutung nicht unterschätzt, wie beispielsweise die Abgrenzungen der Sedimentationsgebiete, die klimatischen Verhältnisse der Vorzeit, die Niveauschwankungen, die Bildung besonderer Lagerstätten, wie Salze, Kohlen, Erze, die tektonischen und eruptiven Vorgänge der einzelnen Phasen und Gebiete.

Dazu kommt aber ein anderes, für die Vertretung der Geologie sehr wichtiges Moment. Ist der Hauptvertreter dieses Faches an einer Hochschule historischer Geologe und sagen wir geologischer Paläontologe, so vertritt er damit den materiell und didaktisch wenigst schwierigen Teil beider Fächer. Der Schwerpunkt der Geologie, sowohl nach der Seite der Forschung wie nach der Lehrtätigkeit hin, liegt in der Gebirgsbildung; der schwierige Teil der Paläontologie ist nicht die Kenntnis der geologisch wichtigen, zumeist den Wirbellosen angehörigen Leitfossilien, sondern das stammesgeschichtliche Verständnis der komplizierter gebauten Tier- oder Pflanzenformen, vor allem der morphologisch so überaus wichtigen Wirbeltiere. In diesen genannten Kerngebieten der Geologie und Paläontologie müßten zweckmäßig die Lehraufgaben der ordentlichen Lehrstühle der Geologie und der Paläontologie liegen, aber nicht in deren wissenschaftlich ziemlich abgegrastem Zwischengebiet, der historischen Geologie. Auf dem Wege werden nur zufällig und ausnahmsweise hervorragende Leistungen von allgemeinerer Bedeutung produziert werden. Auf solche Zufälligkeiten aber kann sich die Organisation wichtiger Fächer nicht aufbauen.

Bezüglich der Paläontologie sagt Herr BRANCA selbst, daß es in dieser ja genug Fragen rein zoologischer Natur gäbe — die botanischen fallen, wie gesagt, dabei aus —, die losgelöst von der Geologie betrachtet und untersucht werden können. Aber er fährt gleich fort, daß ein dafür zu berufender Paläontologe nicht nur Zoologe, sondern auch Mediziner sein müßte, damit er sich in Anatomie und Physiologie die nötigen Kenntnisse erworben haben könnte. Also auch zu einer solchen Professur zur spezifischen Paläontologie würde es bei den jetzt existierenden Paläontologen nicht ausreichen,



denn Medizin hat wohl keiner von ihnen studiert. So würde es also Kandidaten für einen solchen paläontologischen Lehrstuhl bis auf weiteres überhaupt nicht geben. Dieser spezifischen Paläontologie will Herr BRANCA überdies nur eine gehobene Assistentenstelle oder eine ähnliche untergeordnete Position zugestehen, die überdies nur an den größten Universitäten in Frage stehen würde. Wer soll dann aber noch den Mut haben, sich der spezifischen Paläontologie zuzuwenden, wenn der schließliche Enderfolg schwierigster und kostspieliger Bemühungen höchstens eine solche gehobene Assistentenstelle sein würde!

Aber Herr BRANCA hat noch ein viel wirksameres Argument gegen die Selbständigkeit paläontologischer Lehrstühle geltend gemacht, daß nämlich der Geologe doch alle ihm bisher zugehörigen Fossilien behalten müßte, und die Schaffung neuer Sammlungen für den Paläontologen — wenn sie bei der Seltenheit vieler Funde überhaupt möglich wäre — „überaus großer Mittel bedürfen“ würde. „Aus diesem rein praktischen Grunde“ würde also von solchen Gründungen abzusehen sein! — Nun, ich glaube allerdings, daß finanzielle Bedenken die an sich schon recht schwierige Änderung bestehender Verhältnisse sehr erschweren, aber ich glaube kaum, daß sie in diesem Falle hervorgehoben zu werden brauchten. Sind doch die geologisch wichtigen Fossilien im allgemeinen die häufigsten, einfachsten und billigsten Versteinerungen. Seltene Formen, Unica und schwer zu beurteilende Echinodermen-, Arthropoden- und Wirbeltierfunde, sind in geologischen Sammlungen doch unbestreitbar deplaciert. Die für beide Teile wichtigen Formen sind meist in solcher Menge vorhanden, daß deren Vorräte geteilt oder ihre Stücke leicht beschafft werden können. Wenn der Vertreter der historischen Geologie die Faunen und Floren der einzelnen Abschnitte der Erdgeschichte in seinem Kolleg bespricht, so muß er sich sowieso überall in der Welt größtenteils mit Abbildungen der seltenen und größeren Funde begnügen, da deren Originale in allen Museen der Welt zerstreut sind. Daß er für einen kurzen Hinweis beispielsweise auf das erste Auftreten der Vögel und deren auffallendste Kennzeichen eines der beiden Originalexemplare der *Archäopteryx* selbst vorlegen müßte, ist doch wirklich nicht wünschenswert, zumal sich nur ein paläontologischer Spezialist schnell in den schwer zu deutenden Originalfunden zurechtfinden kann. Auch in Berlin hat dazu im Kolleg der Gipsabguß des Berliner und die Abbildung des Londoner Exemplars doch vollauf genügt.

Mir kommt bei diesen Kompetenzfragen die Eröffnungsfeier des Pathologischen Museums in Berlin in den Sinn, bei der RUDOLF VIRCHOW recht lehrreich erzählte, wie viele Argumente er einst zu bekämpfen hatte, als er die pathologischen Objekte aus den verschiedenen damals bestehenden anatomischen und klinischen Sammlungen zu seinem pathologischen Museum zu vereinigen suchte.

Nach den Darlegungen des Herrn BRANCA könnte es scheinen, als ob es sich bei den Wünschen der Paläontologie um ganz neue Experimente handle. Nun aber sind in anderen Ländern längst selbständige paläontologische Museen und selbstständige Lehrstühle für dieses Fach zu den wertvollsten Stützpunkten biontologischer Forschungen ausgewachsen. In Berlin selbst lag von jeher, wie Herr BRANCA selbst mir gegenüber wiederholt betonte, der Schwerpunkt bei der Paläontologie; für die Geologie ist erst in den 90er Jahren auf mein Drängen eine Schausammlung eingerichtet, und sind kleine Ansätze geologischer Materialsammlungen räumlich vereinigt worden. Gerade in Berlin war also die Trennung zwischen paläontologischen und geologischen Materialien, und zwar zu besonderen Gunsten der Paläontologie, längst durchgeführt, und museale oder didaktische Schwierigkeiten haben sich meines Wissens aus dieser Trennung niemals ergeben. Was bei uns hemmend auf die Entwicklung der Geologie und Paläontologie wirkt, ist nicht die naturgemäße und in den höheren Kulturländern vollzogene Trennung der beiden Fächer, sondern deren historisch überkommene, aber innerlich unmögliche Verkoppelung der „Geologie-Paläontologie“ im Sinne des Herrn BRANCA. Daß wir in Preußen weder an Hochschulen noch an Museen eine einzige Stelle besitzen, die sich ausschließlich mit Geologie oder mit Paläontologie beschäftigen soll, ist eine sachlich unfaßbare Rückständigkeit unseres Staates.

Herr BRANCA hält in Berlin nicht nur die Unterrichtsfächer der Geologie und Paläontologie zusammen, sondern mit deren Universitätsinstituten auch die einzigen Museen, die der preußische Staat auf diesen beiden Gebieten unterhält. Nun, ich glaube, daß mir kein Museumsfachmann widersprechen wird, wenn ich behaupte, daß ein modernen Ansprüchen gewachsenes Museum nicht einen, sondern mehrere Fachmänner benötigt, die nicht nur museale Kenntnisse und Erfahrungen, sondern vor allem auch noch genügende Zeit für die Probleme und Methoden zweckmäßiger Aufstellung besitzen, deren Leiter dauernd an der inneren Durcharbeitung und Aufstellung ihrer Sammlungen arbeiten und ihre Ausdehnungsmöglichkeiten nach

allen Richtungen wahrnehmen. Dem wird auch niemand entgegenhalten können, daß die Schausammlungen unserer Fächer in Berlin, ganz abgesehen von der räumlichem Beengung, berechtigten Ansprüchen genügten. Ich habe seinerzeit selbst den Plan für die jetzige Aufstellung der Schausammlung entworfen, und weiß daher vielleicht besser als jeder andere, wie unendlich viele museale Bedürfnisse dabei unter den Tisch fallen mußten, wie die jetzigen Sammlungen schon im Vergleich mit den großen Museen anderer deutscher und vor allem außerdeutscher Staaten nur ein kümmerlichstes Kompromiß mit den einengenden Faktoren waren, und daß sie, um heutigen Museumsansprüchen einigermaßen zu genügen, auf eine absolut andere Grundlage gestellt werden müßten. Und niemand wird bestreiten können, daß wenige Wissensgebiete ein so dankbares Material für Schausammlungen bieten könnten wie einerseits allgemeine und historische Geologie und andererseits die Paläontologie als Stammesgeschichte des organischen Lebens. Belebt durch Vergleichsobjekte aus der vergleichenden Anatomie und Embryologie der lebenden Formen, ergänzt durch einzelne Typen der Gegenwart, würde sie gerade nach der Entwicklungslehre hin überaus instruktiv werden können und unsere bestehenden Museen vortrefflich ergänzen können. Auch diese musealen Entwicklungsmöglichkeiten der Paläontologie sind abgeschnitten, wenn es in Deutschland auch fernerhin beim alten bleibt. Der jetzt geplante Anbau am Museum für Naturkunde wird, wie ich hörte, der Paläontologie einen Saal zur Erweiterung bieten. Er würde schon allein durch die jetzt vorhandenen Dinosaurier aus Ostafrika und Halberstadt, bzw. einzutauschende Dinosaurier aus anderen Ländern viel zu klein werden; für die übrigen Reptilien und alle sonstigen Wirbeltiere, die Wirbellosen mit allen ihren Abteilungen, die Paläobotanik und die allgemeine Paläontologie sowie auch die Geologie fielen dann alle Erweiterungsmöglichkeiten fort. Aber selbst wenn ihnen der doppelte oder dreifache Raum zur Verfügung gestellt werden könnte, wäre auch in einem solchen eine wirklich sachgemäße Aufstellung, geschweige denn eine spätere Entwicklung des paläontologischen Museums an dieser Stelle völlig ausgeschlossen. Das fernere Festhalten an dem Zustande, wie er für unsere Fächer in Deutschland besteht, würde meiner festen Überzeugung nach der Geologie nichts nützen, und die Paläontologie in unserem Lande zur absoluten und dauernden Bedeutungslosigkeit herunterdrücken. Es ist mir nicht leicht geworden, mich mit dieser Schrift Herrn BRANCA entgegenzustellen. \ Lange bevor er seinen Standpunkt zur Organi-

sation unserer Fächer formulierte, habe ich das, was diesen Wissenschaften nottut, und was damals schon anderwärts dafür geschehen war, näher ausgeführt und begründet. In den 20 Jahren, die seit meinem ersten Eintreten für diese Lebensfragen unserer Fächer vergangen sind, hat sich an den überaus mißlichen Verhältnissen der Paläontologie in unserem Lande nicht das geringste gebessert. Es sind im Gegenteil durch das fortschreitende Anwachsen dieses Faches und der Geologie und die sich hieraus von selbst ergebende Arbeitsteilung die Zustände für unser Fach immer trostloser geworden. Daß die Geologie in Deutschland dabei weniger auffällig geschädigt wurde, liegt auch nicht an ihrer besseren Pflege an den Universitäten, sondern nur daran, daß die Vergrößerung unserer geologischen Landesanstalten diesem Fach neue Kräfte zuführte. Die Paläontologie, die bis vor wenigen Dezennien in Deutschland ihre vornehmsten Stützpunkte hatte, ist in anderen Ländern und in viel kleineren Staaten als Preußen längst zu einem selbstständigen Universitäts-, Akademie- oder Museumsfach herangewachsen und hat bei teilweise glänzender Pflege für die biologischen Nachbargebiete, vor allem für die Philosophie der Naturwissenschaft, die Entwicklungslehre, eine ausschlaggebende Bedeutung gewonnen. In Preußen hat die eigentliche Paläontologie und die Entwicklungslehre überhaupt noch keinen Eingang gefunden, und fast alle hoffnungsvollen Ansätze zur Förderung dieser Wissenschaften verkümmerten, so daß wir uns nur wundern müssen, daß sich in Deutschland überhaupt noch junge Forscher diesen aussichtslosen Fächern zuwenden. Das muß einmal klar und unumwunden ausgesprochen werden, nicht um damit irgend jemandes Meinung zu bekämpfen, sondern um endlich auch in Deutschland wieder unseren Wissenschaften die allernotdürftigsten Entwicklungsmöglichkeiten zu schaffen.

---

## 22. Die Schlammführung des Yangtse.

Von Herrn K. KEILHACK in Berlin-Wilmersdorf.

Berlin, den 25. Juni 1914.

Der nördliche Teil des ostchinesischen Meeres wird als Gelbes Meer bezeichnet, nach den ungeheuren Massen gelben schlammigen Wassers, die die beiden Riesenströme, der Hwangho und der Yangtse, in dieses Meer hineinbefördern. Da es an Untersuchungen über die Menge sowie über die mechanische und chemische Zusammensetzung dieses Schlamms völlig zu fehlen scheint, anderseits diese Flüsse aber zu den größten der Erde gehören, so sind vielleicht einige Beobachtungen darüber, die ich während einer Reise im September 1913 machen konnte, nicht ohne Interesse. Sie beziehen sich sämtlich auf den Yangtse, den ich bei einem Wasserstand befuhr, der nur um 1 m hinter dem durch prachtvolle Hochwassermarken an den Felsufern gut bezeichneten höchsten Wasserständen zurückblieb. Der Strom hatte in dieser Zeit im Mündungsgebiet bei Wusung eine Tiefe von 12—14 m, bei Nanking, 400 km stromaufwärts, eine solche von 40 m und bei Hankau, 1100 km oberhalb der Mündung, eine Tiefe von 100 m. Einem Kenner des Stroms, dem Lotsen Herrn KLEY, der den Yangtse seit über 20 Jahren befährt und über das Flußprofil sowie über die Strömungsgeschwindigkeit genau orientiert ist, verdanke ich für die genannten Punkte Zahlen für Breite, Tiefe und Strömungsgeschwindigkeit, die eine annähernde Bestimmung der Wasserführung zur Zeit des höchsten Wasserstands ermöglichen. Danach kann in dem ganzen Unterlauf von Hankau an stromabwärts die Wassermenge kaum geringer sein als 100 000 cbm in der Sekunde. Und da die Hochwasserperiode 4 bis 5 Monate anhält, so darf man den mittleren Wassergehalt wohl zu 50 000 cbm in der Sekunde veranschlagen. Um von dieser ungeheuren Wassermenge eine Vorstellung zu geben, erwähne ich, daß der Wasserbedarf Groß-Berlins und seiner 3 Millionen Einwohner 3,5 cbm in der Sekunde beträgt, oder mit andern Worten, daß der Jahresbedarf Groß-Berlins an Wasser vom Yangtse in 36 Minuten gedeckt werden könnte.

Die Farbe des Yangtse-Wassers ist typisch lehmgelb. Geschöpfte Proben zeigen noch nach 24stündigem Stehen keine völlige Klärung. In dem Absatz lassen sich Sandkörner mit dem Gefühl nicht erkennen.

Um die Menge des Schlammes zu ermitteln, wurde eine Flasche von  $\frac{1}{2}$  Liter Inhalt im Mündungsgebiete etwas nördlich von Wusung Rhede mit Wasser gefüllt, filtriert und der Rückstand durch Wägung zu 169,2 mg bestimmt, entsprechend 0,034 Proz. Dieser Schlamm verliert beim Glühen an Kohlensäure, Wasser und organischer Substanz 10,63 Proz. Die Schlammmenge entspricht 340 mg im Liter oder 340 g im Kubikmeter. Dann beträgt die Schlammmenge, die sekundlich bei Hochwasser vom Yangtse dem Gelben Meer zugeführt wird, 34 000 kg, im Jahresmittel bei Annahme von durchschnittlich 50 000 cbm in der Sekunde 17 000 kg. Die jährlich ins Gelbe Meer transportierte Schlammmenge beträgt dann

$$\frac{17\,000 \times 60 \times 60 \times 24 \times 365}{1000} \text{ Tonnen,}$$

also rund 530 000 000 Tonnen. Nimmt man als spezifisches Gewicht des Schlammes 2,2 an, so entspricht die angegebene Menge 240 000 000 cbm; sie würde genügen, um eine Fläche von 240 Quadratkilometern jährlich um 1 m aufzuhöhen.

Das Material für die mechanische und chemische Untersuchung des Schlammes wurde, da es mir nicht möglich war, größere Mengen desselben absetzen zu lassen, auf andre Weise gewonnen. Auf den großen Flußdampfern, die täglich zwischen Shanghai und Hankau verkehren, wird das Yangtse-Wasser als Trink- und Gebrauchswasser verwendet und dazu in folgender Weise vorbereitet: an Deck der Schiffe stehen große irdene Gefäße von  $\frac{1}{2}$  cbm Inhalt, die durch eine Pumpe mit Flußwasser gefüllt werden. Sodann wird ein kleiner Alaunkrystall von wenigen Gramm Gewicht hineingeworfen und das Wasser kräftig umgerührt. Bereits nach einer halben Stunde tritt eine völlige Klärung des Wassers ein, es wird abgehebert, neues Flußwasser zugeführt und so weiter verfahren. Das so geklärte Wasser soll hygienisch einwandfrei sein, was mir jedoch bei dem ungeheuren Schiffsverkehr auf dem Strom nicht wahrscheinlich ist.

Bei diesem Klärungsprozeß häufen sich naturgemäß große Mengen des suspendierten Schlammes in den Gefäßen an, und hier entnahm ich die zur Untersuchung verwendete Probe zwischen Kiukiang und Nanking, etwa 600 km oberhalb der Mündung. Die von Herrn Dr. BÖHM ausgeführte Untersuchung der Korngröße und Zusammensetzung ergab folgendes:

Korngröße.

Sand					Tonhalt. Teile		Summa
2—1 mm	1—0,5 mm	0,5—0,2 mm	0,2—0,1 mm	0,1—0,05 mm	Staub 0,05—0,01 mm	Feinstes unter 0,01 mm	
2,9					97,1		
0,0	0,0	0,1	0,8	2,0	42,0	55,1	100,0

Außer einer winzigen Menge feinsten Sande enthält der Schlamm also ausschließlich tonige Teile. Die etwa 3 See-  
meilen in der Stunde betragende Strömung ist also nicht  
kräftig genug, um gröbere Sande oder feinsten Sande in größerer  
Menge schwebend zu befördern. Die gröberen Sande werden  
vermutlich nur am Boden rollend fortbewegt.

Die chemische Analyse ergab folgendes:

	Proz.
Kieselsäure . . . . .	53,11
Tonerde . . . . .	18,54
Eisenoxyd . . . . .	6,72
Kalkerde . . . . .	3,09
Magnesia . . . . .	2,68
Kali . . . . .	3,16
Natron . . . . .	1,73
Schwefelsäure . . . . .	Spuren
Phosphorsäure . . . . .	0,21
Kohlensäure . . . . .	1,64
Organische Stoffe . . . . .	1,46
Stickstoff . . . . .	0,14
Hygroskop. Wasser bei 105° C . . .	2,00
Glühverlust, ausschließl. Kohlensäure, hygroskop. Wasser, Humus und Stickstoff . . . . .	4,73
Summa	99,21

Die Zusammensetzung des Schlammes ist die eines typi-  
schen Schlicks. Ich gebe zum Vergleich die Analyse der ton-  
haltigen Teile eines Schlickes aus dem Gebiete der Elbe  
bei Tangermünde, dessen Zusammensetzung der des Yangtse-  
schlickes außerordentlich ähnelt.

	Proz.
Kieselsäure . . . . .	53,72
Tonerde . . . . .	16,88
Eisenoxyd . . . . .	6,38
Kalkerde . . . . .	1,01
Magnesia . . . . .	1,81
Kali . . . . .	2,56
Natron . . . . .	1,15

	Proz.
Kohlensäure . . . . .	0,09
Phosphorsäure . . . . .	0,37
Humus . . . . .	} 14,03
Stickstoff . . . . .	
Hygroskop. Wasser . . . . .	
Glühverlust . . . . .	

Der Tongehalt des Yangtse-Schlammes ist als außerordentlich hoch zu bezeichnen, da die Menge von Tonerde und Eisenoxyd einem Prozentgehalt an plastischem Ton von 63,89 entspricht. Das Überwiegen des Kalis über Natron ist eine in allen Fluß-Schlickern wiederkehrende Erscheinung, die man übrigens auch im Löß beobachtet. Die großen Mengen von Phosphorsäure, Kali, Kalk, Magnesia und Stickstoff erklären die Fruchtbarkeit der Alluvialböden des Yangtse-Tals, die 3—4 Ernten bringen, zur Genüge.

Es ist nicht ohne Interesse, festzustellen, wie groß die Mengen von Phosphorsäure, Kali und Stickstoff sind, die der Yangtse jährlich ins Gelbe Meer transportiert; sie belaufen sich auf etwas über 1 Million Tonnen für Phosphorsäure, auf 17 Millionen Tonnen für Kali und auf 570 000 Tonnen für Stickstoff.

Als Vergleich sei hier angegeben, daß die Menge des im Deutschen Reich jetzt jährlich produzierten Kalis rund 1 Million Tonnen beträgt, und daß im Deutschen Reich im Jahre 1912 812 898 Tonnen Chili-Salpeter eingeführt wurden, entsprechend 134 128 Tonnen Stickstoff.

## 23. Über die Untere Kreide im westlichen Osning.

Von Herrn L. KUHLMANN.

Münster, Westfalen, den 25.<sup>o</sup> Juni 1914.

Die marine Untere Kreide (Oberes Valanginien bis Unteres Albien) ist im Osning durch eine in der Mächtigkeit von SO nach NW bedeutend zunehmende Folge von meist dickbankigen Sandsteinen vertreten. Im nördlichen und westlichen Münsterland sind Neokom und Gault dagegen vorwiegend tonig-mergelig entwickelt. Sandsteine treten hier



nur stellenweise in einzelnen Horizonten auf. Der Übergang von der sandigen zu der tonigen Fazies vollzieht sich in den westlichsten Ausläufern des Osnings (Meßtischblatt Bevergern).

Es sind hier in den großen vom Bauamt des Dortmund-Ems-Kanals betriebenen Sandsteinbrüchen mehrere Lagen von stark sandigem, in frischem Zustande ziemlich festem, bei der Verwitterung zerbröckelndem Ton aufgeschlossen. Ferner werden sandige, an der Grenze von Aptien und Albien liegende Tone und Mergel am Nordwestende des Huckberges von der Ziegelei KELLER & Co. abgebaut. Doch findet man diese bereits ziemlich alten Aufschlüsse in der Literatur nirgends erwähnt. Neuerdings sind beim Bau des Mittellandkanals in dem Quertale zwischen Huckberg und Bergeshöveder Berg Schichten der Unteren Kreide (Barrémien, Aptien und Unteres Albien) in vorzüglicher Weise aufgeschlossen worden. Bereits vor einigen Wochen hat MESTWERDT<sup>1)</sup> hierüber kurz berichtet. Er beschreibt aus dem Kanalbett „dunkelgraue, ziemlich mürbe, ton-, kalk- und sandhaltige Gesteine in beträchtlicher Mächtigkeit“, die ihm an bestimmbar Fossilien einige Bruchstücke von *Ancyloceras Urbani* NEUM. et UHL. und „eine der Gruppe des *Hoplites Weissi* NEUM. et UHL. nahestehende Form“ geliefert haben, somit dem Aptien angehören. Ich habe in dem Kanaleinschnitt, in der oben erwähnten Ziegelei KELLER & Co. und in den übrigen Aufschlüssen der dortigen Gegend seit 1½ Jahren gesammelt und eine ziemlich reiche Ammonitidenfauna zusammengebracht, deren bereits vor längerer Zeit in Angriff genommene Bearbeitung ich im Herbst beenden werde. Ich kann mich daher im folgenden auf einige vorläufige Bemerkungen beschränken.

Vom Mittellandkanal an etwa 2 km nach Osten zerfällt der Sandsteinzug des Teutoburger Waldes in zwei Rücken, von denen der nördliche von Sandsteinen höchstwahrscheinlich des Barrémiens, der südliche von Sandsteinen des Unteren Albiens gebildet wird. Das Längstal zwischen den beiden Rücken ist durch die sandigen Tone des Aptiens bedingt. Wenn der nördliche Rücken sich auch erst 200 m östlich vom Kanal ganz allmählich heraushebt, so sind doch die ihn zusammensetzenden hellen, an Kohlestückchen reichen Sandsteine im Kanalbett angeschnitten, allerdings seit einiger Zeit zum größten Teil durch ein Sperrtor verdeckt. In ihrem Liegenden waren sandige Tone und Sandschiefer mit eingelagerten Sandsteinbänken zu beobachten. Über den Sand-

<sup>1)</sup> Diese Zeitschrift 1914, Monatsbericht Nr. 3, S. 176.

steinen liegen etwa 80 m stark sandige, schwärzliche Tone und Mergel, die zum Teil in ziemlich festen mergeligen Sandstein übergehen. Eingelagerte Bänke von eisenschüssigem Kalk lieferten zahlreiche Hoplitiden aus der Verwandtschaft des *Hoplites Weissi* NEUM. et UHL. und des *Hoplites Deshayesi* NEUM. et UHL., ferner namentlich *Ancyloceras Urbani* NEUM. et UHL. und *Nautilus pseudoelegans* D'ORB. Unter der Brücke fanden sich außerdem zahlreiche außergewöhnlich große Ammonitiden aus der Gruppe des *Douvilléiceras Albrechti Austriae* HOH., mit Spirale und Hufeisen erhaltene Ancyloceraten und Nautiliden. Etwa 10 m höher treten in einem bräunlichen Sandstein Formen aus der Gruppe des *Douvilléiceras Martini* D'ORB. auf. Es ist dies das erste im Osning nachgewiesene Vorkommen von *Douvilléiceras*-Arten. Die im Hangenden anstehenden Sandsteine des Huckberges sind, wie auch MESTWERDT bemerkt, dem Unteren Albien zuzurechnen.

---

## 24. Vulkanologische Beobachtungen an der Deutsch-Ostafrikanischen Mittellandbahn.

Eine Richtigstellung von Herrn E. SCHOLZ †.

Berlin, den 8. August 1914.

Unter obigem Titel veröffentlicht Herr HANS RECK in der „Zeitschrift für Vulkanologie“, Bd. I, Heft 2, S. 78—86, einige Notizen aus seinem Tagebuch, die nach seiner Meinung „einige Beobachtungen von vulkanologischem Interesse enthalten“. Und zwar will Herr RECK nunmehr im Gebiet der Deutsch-Ostafrikanischen Zentralbahn bislang noch unbekannte Betätigungen eines jugendlichen Vulkanismus entdeckt haben. Ich kenne nun die von Herrn RECK in den Kreis seiner Betrachtungen gezogenen Gebiete genau genug und finde auch in der Literatur darüber genügend Anhaltspunkte, um mich berufen zu fühlen, die RECKsche Abhandlung einer kritischen Würdigung zu unterziehen.

Leider muß ich Herrn RECKs Ausführungen aber auch fast in allen Punkten widersprechen und so die von ihm an seine Entdeckungen geknüpften Hoffnungen auf die Möglichkeiten einer näheren Altersbestimmung der tektonischen Brüche usw. zerstören.

Ehe ich zu dem Wichtigsten komme, muß ich dagegen Verwahrung einlegen, daß RECK wiederum die Existenz eines „Grabens“ in der Breite von Dodoma voraussetzt. C. UHLIG (Geograph. Zeitschrift XIII) hat bereits im Jahre 1907 nachgewiesen, daß etwa am Nordende des Großen Natron-Sees an der deutsch-englischen Grenze der „Gr. Ostaf. Graben“ aufhört und der ehemalige Westrand des Grabens einseitig als Bruchstufe weiter verläuft. O.E. MEYER (Die Ostaf. Bruchstufe südlich von Kilimatinde) betonte 1912, daß es unmöglich gewesen sei, in der fraglichen Breite einen Ostrand des Grabens irgendwie festzustellen. Und wenn OBST 1911 (Von Kilimatinde durch die Landschaft Turu nach Mkalama in Mitt. Geogr. Ges. Hamburg XXV, 1911) mehrfach von einer Grabensohle redet, so verdeutlicht er doch seine eigentliche Auffassung dadurch, daß er dieses Wort in Anführungszeichen setzt, und, wenn ich ihn recht verstehe, will er dadurch nur eine kurze Bezeichnung für die Gebiete am Fuße der Bruchstufe haben. — Diese Auffassung von der Tektonik ist längst Gemeingut der wissenschaftlichen geologischen Literatur geworden (SUESS: Antlitz der Erde III, KOERT: Ergebnisse der neueren geologischen Forschungen in den deutsch-afrikanischen Schutzgebieten, usw.), und es erscheint mir nicht angängig, sie wieder in entgegengesetztem Sinne einzuführen — es sei denn, daß für diese gegenteilige Auffassung treffende Beweise gebracht würden. Ich vermute, daß RECK sich durch die Längenprofilkarte der Bahnstrecke zu der unberechtigten Annahme eines „Grabens“ hat verführen lassen.

Doch ist diese Berichtigung nicht der eigentliche Zweck meiner Kritik.

RECK beschreibt — nach seinen Tagebuchnotizen — ein Gestein, das er als junges, aber vor der Entstehung des „Grabens“ bzw. also der Bruchstufe gebildetes Seensediment deutet, mit folgenden Worten: „Der relativ steile Abstieg (sc. von km 469 zur „Grabensohle“) entblößt zunächst unter wechselnd mächtigen, diskordant ihre Unterlage überlagernden Deckschichten einen hellen, mergeligen, mittelfeinkörnigen Sandstein, ziemlich strukturlos, uneben blätterig bis bröckelig, noch kaum steinig erhärtet; vielfach rostfleckig, dann gegen die Oberfläche zu stets stärker angereicherte Eisenkügelchen auscheidend. Doch können solche auch fehlen und statt ihrer weiße, unregelmäßig rundliche Kalkbröckelchen das Gestein durchsetzen. Ab und zu durchziehen unregelmäßig und lokal wenige unklare, ziemlich horizontale Schichtlinien das Profil der Böschungswände; diese fallen jedoch nur ab und zu mit

feinen Unterschieden in Struktur und Korn des Gesteins zusammen; meist sind es nur Färbungsunterschiede, welche gestatten, eine obere von einer unteren Bank zu unterscheiden.“ Der Verf. erwähnt dann die Einlagerung eines groben Geröllhorizontes, der eine gewisse genetische Gliederung des Sedimentes andeuten soll, und fährt dann fort: „Das größte und interessanteste dieser Profile des Bahnkörpers liegt nun zwischen km 479,8—479,9. Es zeigt, in dem feinen üblichen Sandgestein eingelagert, nahe übereinander zwei grobe, rasch sich vereinigende und dann auskeilende Geröllschmitzen. Ganz in deren Nähe sind einige ähnlich gestaltete, 2—3 m lange Schmitzen, welche mit körnigem, feinen Material durchsetzt scheinen, zu beobachten. Diese stellten sich bei näherer Untersuchung als basaltische Lapilli heraus. Dieselben haben eine sehr rauhe, etwas glasige Oberfläche, sind sehr gasporenreich und besitzen überwiegend eine Korngröße von  $\frac{1}{3}$  bis  $\frac{1}{2}$  cm Durchmesser.“

Die Herkunft dieser „basaltischen Lapilli“ will RECK alsdann von einem in der Nähe befindlichen Eruptionspunkte ableiten. Was es damit auf sich hat, wird sich bei Besprechung dieses zweiten, angeblich jungvulkanischen autochthonen Vorkommens ergeben.

Dieses von RECK als Seensediment gedeutete „Sandgestein“ haben bereits im Jahre 1911 OBST<sup>1)</sup>, 1912 VAGELER<sup>2)</sup> und O. E. MEYER<sup>3)</sup> und 1913 TORNAU<sup>4)</sup> mehr oder weniger eingehend beschrieben, und, vergleicht man die Darstellungen der verschiedenen Autoren, so bleibt kein Zweifel, daß alle das gleiche Gestein meinen.

OBST schreibt diesen Bildungen, für die er höchst überflüssigerweise den Namen „Kilimatinde-Konglomerate“ einführen will, eine fluviatile Entstehung zu, da sie nach seinen Beobachtungen nur an alte Talrinnen geknüpft sein sollen. Dem widersprechen jedoch sowohl VAGELER wie O. E. MEYER, die das fragliche Gestein fast regional in ganz Ugogo in Mächtigkeiten von wenigen Zentimetern bis mehreren Metern beobachtet haben und in zahlreichen Profilen einen so allmählichen Übergang in den unverwitterten Gneis-Granit feststellen konnten, daß — wenigstens für die der Untersuchung

<sup>1)</sup> a. a. O.

<sup>2)</sup> Zentralbl. f. Mineralogie usw. 1912.

<sup>3)</sup> a. a. O.

<sup>4)</sup> Zur Geologie des mittleren und westlichen Teiles von Deutsch-Ostafrika. (Heft 6 der Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete.)

zugänglichen Vorkommen — die eluviale Natur dieser Bildungen als Verwitterungsstadien des Gneis-Granites außer Frage steht. Ich selbst habe solche Gesteine auch außerhalb Ugogos, z. B. in Ukonongo und Südwest-Unisamwezi beobachtet und habe sie nie anders als Verwitterungsbildungen aufgefaßt, um so mehr, als hin und wieder Einlagerungen von Krusteneisenstein sich darin fanden, die ich mehrfach durchgesprengt habe, um den Eingeborenen beim Brunnenbau behilflich zu sein. TORNAU widmet in seiner angeführten Abhandlung diesen Gesteinen ein Kapitel, aus dessen Überschrift „Verfestigter Granitgrus in der Gegend von Kilimatinde“ bereits seine Anschauung hervorgeht. Aus seiner Beschreibung, die auf eingehender Untersuchung der verschiedenen Komponenten dieser Gebilde beruht, kann ich nun einige Punkte entnehmen, welche die Haltlosigkeit der RECKschen Entdeckungen zur Genüge dartun. —

Von geringerer Wichtigkeit für die Hauptsache, aber immerhin bedeutungsvoll für die Genese des fraglichen „Pseudo-Sandsteins“ ist eine Angabe TORNAUS, nach der sich konzentrisch-schalige Aggregate und Nester einer dichten, hellgelblichgrauen Substanz darin fanden, deren chemische Untersuchung eine Mischung von wasserhaltigem Tonerdesilikat und wasserhaltiger Kieselsäure ergab. Ich vermute, daß RECK sich durch die äußere Ähnlichkeit täuschen ließ, und diese Substanz ident ist mit seinen „weißen, unregelmäßig rundlichen Kalkbröckelchen“.

Wir finden nun für das, was RECK als basaltische Lapilli deutet, bei TORNAU eine Aufklärung. Letzterer beschreibt nämlich Einschlüsse einer dunklen, glasähnlichen Substanz, die auch ihm zunächst den Eindruck eines Gesteinsglases gemacht hatte. Die nähere Untersuchung ergab jedoch, daß diese Substanz Opal ist!

Ich bin um so sicherer, diese Opaleinschlüsse mit RECKS „basaltischen Lapilli“ identifizieren zu können, als — ganz abgesehen von der Unmöglichkeit ihrer Einbettung in das eluviale Granitgestein — auch die Voraussetzung für ihre Herkunft von dem Eruptionspunkt des zweiten autochthonen Vorkommens dadurch hinfällig wird, daß RECK auch den Charakter dieses zweiten Vorkommens mißdeutet hat. RECK beschreibt nämlich zwischen km 556,7—557,0, „in verstürzten Schichten eingelagert, kompakt-kugelige Auflösungsblöcke“ von Basalt, die er als Deckenreste anspricht. TORNAU beschreibt nun aber von der gleichen Stelle Blöcke von Olivin-Diabas und bildet auch solche auf Tafel 1 ab. — Die Blöcke, welche die typische, konzentrisch-schalige Verwitterung des Diabases zeigen, sind

natürlich Reste eines ehemals den Granit durchsetzenden Diabasganges, die infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit vor der gänzlichen Verwitterung bewahrt blieben und in situ bei der Verfestigung des Granitgruses in diesen eingebettet sind. Übrigens der beste Beweis für die eluviale Natur der umschließenden „Sandsteine“.

Ähnliche Beobachtungen habe ich in Deutsch-Ostafrika häufiger gemacht. Es ist nicht allzu selten, daß solche konzentrisch-schaligen Blöcke, deren Kern noch einigermaßen frischer, schwarzer Diabas ist, zusammenhängend in ganz zu Grus zerfallenem Granit oder Gneis, sogar auch noch in Rotlehm auftreten.

Was es mit dem dritten Vorkommen RECKs für eine Bewandnis hat, vermag ich nicht sicher anzugeben. Etwa  $1\frac{1}{2}$  Stunde westlich Mibombo, zwischen Masungwe und Waschukanjungu, will er nämlich in einer 1— $1\frac{1}{2}$  m hohen, flachen Bodenwelle von 5—8 m Längserstreckung zwischen dünnem Humus schlackigen Basalt mit stark ausgebildeten Fließschrammen beobachtet haben. Ich habe in der betreffenden Gegend jedenfalls nichts derartiges beobachtet. Wohl ist mir erinnerlich, daß man dort hin und wieder alte Eisenschlacken findet, wie in vielen Landschaften, wo die Eingeborenen die Eisengewinnung betreiben oder betrieben haben. — Jedoch möchte ich beides doch nicht so ohne weiteres identifizieren. Wenn RECK richtig gesehen hat, so wäre das Vorkommen von Basalt durch seine winzige Ausdehnung ebenso auffällig wie durch seine gänzliche Isoliertheit. Denn, was RECK als Basalt, der in Gängen als Ausfüllung einer randlichen Bruchspalte die Sedimente durchsetzen soll, von den Nyamuri-Bergen beschreibt, ist wiederum kein junger Basalt, sondern ein älterer Diabas bzw. Diabasmandelstein. Schon seit DANTZ (Die Reisen des Bergassessors Dr. DANTZ in Deutsch-Ostafrika. Mitt. a. d. d. Schutzgeb. 1902, 1903) ist bekannt, daß die Nyamuri-Berge Diabasstöcke sind, die einen Mantel von — nach DANTZ jüngeren — Sedimenten tragen. Das Vorkommen gehört der langen und breiten Diabas-Durchbruchzone an, die von dort sich einerseits in spitzem Winkel zum Tanganyika-Graben durch Süd-Uha über Kassulo hinaus noch weit nach Nordosten erstreckt, andererseits von ebendort etwa rechtwinklig von dieser Zone abbiegend, sich südöstlich über den Mlagarazi nach den Gabwe-Bergen zieht. —

Wenn RECK rückblickend eine räumliche Abhängigkeit des Vulkanismus von der Tektonik in den verschiedenen

Bruchgebieten erkennen will, so kann ich ihm auch darin durchaus nicht recht geben. Die von ihm erwähnten Gesteine, soweit sie überhaupt hier in Frage kommen, sind sicherlich alle weit älter als auch die erste Anlage des Tanganyika-Grabens. Der Tanganyika-Graben ist, wie ich in einer als vorläufige Mitteilung aufzufassenden Notiz im „Pflanzer“ (Daressalam 1914, Februarheft) bereits angedeutet habe, einer der jüngsten der großen ostafrikanischen Brüche, während die in seiner Umgebung bislang beobachteten Eruptivgesteine — zu denen noch außer den seit DANTZ bekannten Diabasen und Mandelsteinen auf dem Nordostufer bei Kirando Granite und Quarzporphyre, bei Bismarckburg Gabbros, Granite, Quarzporphyre und Porphyrite treten — alle paläovulkanischen Typus haben und zum großen Teil von den Störungen mit betroffen sind.

---

## 25. Zur Frage der Kar-Entstehung.

Von Herrn FRECH.

Breslau, den 12. April 1911.

Nach R. LEPSIUS soll der Unterzeichnete „den Circus durch eine rotierende Bewegung der im Kar zusammenfließenden Gletscher“ haben entstehen lassen. Doch liegt dem, wie es scheint, ein Mißverständnis meiner früheren Angaben (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1892, S. 367—370) zugrunde. Hier resümierte ich zunächst die damals (1892) bestehenden Anschauungen dahin, „daß das Kar, wie sich hieraus ergibt, eine durch die erodierende Kraft des Gletschereises erzeugte Oberflächenform sei“. Aber diese Angabe entsprach gar nicht meiner eigenen Anschauung, sondern derjenigen F. VON RICHTHOFENS und A. VON BÖHMS, dessen Erklärung ich wörtlich unmittelbar vorher zitiert hatte. Ich schränkte vielmehr auf den folgenden Seiten (369—370) die Arbeit der Gletschererosion auf diejenigen Gebirgszonen ein, wo Gesteine verschiedener Härte aneinandergrenzen: „Die Kare liegen häufig an Stellen, wo infolge normaler Wechsellagerung oder infolge von Gebirgsstörungen Gesteine verschiedener Härte, etwa Kalk und Schiefer, unmittelbar aneinandergrenzen: der Boden des Kars besteht dann meist aus dem weicheren Gestein, während die Wände aus Kalk zusammengesetzt sind.“

„Am genauesten entspricht die Oberflächenform der geologischen Zusammensetzung an dem Würmlacher Alpl. Der untere Talboden und der Anstieg zur oberen Stufe liegen ganz im Schiefer, dessen Grenzen fast genau mit dem Fuße der Wände zusammenfallen; auf dem oberen Talboden besteht nur noch eine wenig ausgedehnte Fläche aus Schiefer. Hier hat die Erosion des Eises und vor allem die spätere Verwitterung bereits tief in die Kalkwände des Pollinigg eingegriffen.“

„In ähnlicher Weise ist offenbar der kleine Stuckensee gebildet worden, welcher in gleicher Höhenlage im obersten Abschnitt des Leitentales inmitten einer wohlausgeprägten Rundhöckerlandschaft liegt. Auch hier ist der Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit auf die Seenbildung unverkennbar. Ein Riegel festerer quarzitischer Gesteine durchzieht unterhalb des Sees das Tal, und die zusammenströmenden Gletscher haben oberhalb dieser Schwelle in dem weicheren Tonschiefer das flache Becken, ein weites Kar, ausgeschaufelt. Weiter aufwärts liegt inmitten der Rundhöcker noch ein zweiter, auf der Karte nicht eingezeichneter Tümpel.“

Es ergibt sich hieraus, daß ich auch früher (1892) nur unter bestimmten Voraussetzungen eine Glazialerosion der Kare angenommen habe.

Es ergibt sich aus dem ersten Zitat ferner, daß ich bereits 1892 die später von E. RICHTER in meisterhafter Weise ausgestaltete Wandverwitterung für die Entstehung der Kare in Anspruch genommen hatte.

Daß ich mich später (1906) noch mehr auf den Boden dieser Theorie gestellt habe, ergibt das folgende Zitat, das infolge des Erscheinens des Aufsatzes<sup>1)</sup> in einer populären Zeitschrift R. LEPSIUS entgangen ist.

„Ein Kar ist eine von ebenem Boden und steilen Wänden begrenzte Nische unterhalb des Gebirgskammes, deren Form mit der heutigen Erosion und Verwitterung nichts zu tun hat. Weder entspringt ein größerer Bach in dem Kar, noch deuten die beiden Steilstufen zwischen Rückwand und Boden, zwischen Karboden und steilgeneigtem Außenabfall auf die zurzeit im Gebirge wirksamen Kräfte. Die frühere Vergletscherung von Gebirgskämmen bewirkt (nach EDUARD RICHTER) die Verwandlung der (präglazialen) Wasserrinnen und Trichter in Kare, die reihenweise am Gehänge nebeneinander liegen.

Die Entstehung dieser Nischen läßt sich ganz allgemein

---

<sup>1)</sup> Aus der Natur. Leipzig 1906.



folgendermaßen erklären: Oberhalb der Grenze des Waldes, dessen Vorhandensein die Abtragung durch Wasser behindert, und unterhalb der Schneegrenze bildet sich im Gehänge der Berge eine verhältnismäßig ebene Terrasse. Wenn sich nun hier mehrere Bäche vereinigen, entstehen kesselartige Vertiefungen, in denen der Frühjahrsschnee länger liegen bleibt und den Boden vor Verwitterung schützt.

Die Ränder des Kessels weichen infolge der durch den Spaltenfrost geförderten Wandverwitterung zurück. Kare sind daher ein sicheres und unzweifelhaftes Denkmal einstiger Vereisung, und zwar der Existenz getrennter, einzelner Gletscher; jedem Kar entspricht ein Gletscher.“

Ich glaube diese Belege hier wiederholen zu müssen, um darzutun, daß in der Frage der Karentstehung die Meinungsverschiedenheiten zwischen der RICHTERSchen und meiner Auffassung nur geringfügig sind.

Für die Erhaltung der Nischenform der aus einer Zeit größerer Gletscherverbreitung stammenden Kare kommen — was bisher nicht oder nicht genügend betont worden ist — die Staublawinen in Betracht, wie ich ebenfalls schon vor einiger Zeit betont habe<sup>1)</sup>.

Die Staublawinen, denen die regelmäßige Schneeabfuhr von den steileren Schneehängen und Felswänden obliegt, befördern alle gelockerten Gesteinsteile zu Tal und nähren auch ausschließlich die kleinen Nischen- oder Kargletscher.

Die Wasserausfurchung kommt für die Entstehung nur in den allerersten Stadien der Karbildung in Betracht, später wirkt das Wasser nur als Träger des Spaltenfrostes; fließendes Wasser läßt eine Gefällskurve, niemals aus sich selbst eine Terrasse, am allerwenigsten aber Kartreppen entstehen. Sobald ein steileres Gefälle der Wände einmal hergestellt ist, kommt vor allem die Tätigkeit der Staublawinen für die Abschleifung der Wände und die Abtragung gelockerter Steine in Betracht. Ferner bedingen die Staublawinen des Winters in allererster Linie die Anhäufung des Schnees und damit die Bildung des Firms und des Kargletschers. Die hohe Bedeutung, welche gerade die Staublawinen für die Erhaltung der Karformen, die Entstehung der Kargletscher und der alpinen Talgletscher<sup>2)</sup> überhaupt besitzen, ist in der Literatur nicht immer gewürdigt worden. Die Staublawinen sind

---

<sup>1)</sup> Lawinen und Gletscher. Zeitschr. d. D.-Ö. A.-V. 1908, S. 57.

<sup>2)</sup> Im Gegensatz zu dem grönländischen Inlandeis und den skandinavischen Plateaugletschern.

eine Erscheinung des alpinen Winters und daher im allgemeinen zu wenig auch in ihrer geologischen Bedeutung gewürdigt worden<sup>1)</sup>.

---

<sup>1)</sup> Ein in seiner Art ausgezeichnetes Handbuch der Geologie, das von CHAMBERLIN und SALISBURY, erwähnt z. B. die Lawinen überhaupt nicht.

---

# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 7.

1914.

---

Protokoll der Sitzung vom 15. Juli 1914.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Als Mitglieder der Gesellschaft wünschen aufgenommen zu werden:

Herr VINCENZ POLLACK, Professor a. d. Technischen Hochschule Wien III, Barmherzigengasse 18, vorgeschlagen durch die Herren PENCK, E. TIETZE, VACECK.  
Fräulein MARGARETE KIRCHBERGER, stud. phil., vorgeschlagen durch die Herren PHILIPPSON, STEINMANN, SCHNEIDER.

Herr Dipl.-Bergingenieur Dr. J. ZWIERZYCKI, Kgl. Niederländischer Regierungsgeologe, Batavia (Java), Kooftbureau van Mynwezen, vorgeschlagen durch die Herren BEYSCHLAG, KRUSCH, SCHNEIDER.

Herr Dr. phil. LUDWIG KUHLMANN, Assistent a. d. Universität Münster i. Westf., vorgeschlagen durch die Herren VON BUSZ, WEGENER, KRUSCH.

*Gewerkschaft Sachtleben*, Homberg (Niederrhein), vorgeschlagen durch die Herren BORNHARDT, KRUSCH, BÄRTLING.

Herr RUDOLF BEYSCHLAG, Bergbaubeflissener, vorgeschlagen durch die Herren BEYSCHLAG, KRUSCH, SCHNEIDER.

Herr Dr. GERHARD KAMERAD, Berlin N 20, Uferstr. 10, vorgeschlagen durch die Herren RAUFF, SCHERBER, HARBORT.

Herr Bergassessor SPACKELER, Kaliwerke Adolfsgrück-Hope, Lindwedel bei Hannover, vorgeschlagen durch die Herren HARBORT, HOYER, BÄRTLING.

Herr Oberlehrer Dr. WÜNSCHMANN, Halberstadt, vorgeschlagen durch die Herren ERNST, GAGEL, SCHROEDER. *Fürstlich Plessische Bergwerks-Direktion*, Kattowitz, vorgeschlagen durch die Herren KRUSCH, MICHAEL, BÄRTLING.

Herr Dr. phil. nat. JULIUS WILSER, Assistent am Geologischen Institut der Universität Freiburg, vorgeschlagen durch die Herren DEECKE, E. WEPFER, K. HUMMEL.

Herr OTTMAR AOCKERBLOM, cand. rer. mont., Clausthal i. Harz, Corpshaus Montania, vorgeschlagen durch die Herren JCH. BÜHM, STOLLER, SCHNEIDER.

*Gewerkschaft Grube Glanzenberg* in Silberg, vorgeschlagen durch die Herren BORNHARDT, DENCKMANN, BÄRTLING.

Der Vorsitzende legt die als Geschenke eingegangenen Werke der Versammlung vor.

Herr C. SCHMIDT-Basel spricht über „Die Kalisalze in Katalonien“ (mit Lichtbildern).

Zur Diskussion sprachen die Herren BEYSLAG, HARBORT, HAARMANN und der Vortragende.

In der Diskussion zu dem Vortrag des Herrn SCHMIDT-Basel führte Herr HARBORT aus: Ich stimme mit Herrn BEYSLAG darin überein, daß auch das Profil der Kalisalzlagstätte von Suria so, wie es der Herr Vortragende entworfen hat, mit den zahlreichen dargestellten Carnallit- und Sylvinitflötzen durchaus nur schematischer Natur sein kann und nicht der Wirklichkeit entsprechen wird. Obwohl ich die spanischen Lagerstätten selbst nicht gesehen habe, bin ich, allein nach dem vom Vortragenden geschilderten tektonischen Aufbau zu urteilen, davon überzeugt, daß die zahlreichen Carnallit- und Sylvinitflötze nichts weiter sind als mehrfache Wiederholungen vielleicht nur eines Sylvinit- und eines Carnallitlagers infolge intensiver Faltung und damit verbundener Verdoppelung der Schichten. Die morphologische Erscheinung von Salzvorkommen im Tertiär Spaniens zeigt ganz fraglos auffällige Analogien mit derjenigen unserer norddeutschen Salzstöcke. Wie hier, so durchbrechen auch dort die Salzstöcke pfropfenartig mächtige jüngere Sedimente, die selbst oft kaum gefaltet sind. Nun haben wir aber gerade bei uns in Deutschland die Erfahrung gemacht, daß solche Salzstöcke

immer nur aus sehr mächtig entwickelten Salzstöcken aufgestiegen sind, nachdem diese durch säkulare Senkungen in Geosynkinal-Becken in größere Tiefen gelangten. Wir kennen nämlich in erster Linie bei uns nur solche Salzstöcke, die aus dem über 500 m mächtigen Lager der Zechsteinformation stammen, während aus den weniger mächtig entwickelten Salzlagern des Röt, des oberen Juras oder auch des elsässischen Tertiärbeckens beispielsweise solche Auftreibungen von Salzstöcken nicht bekannt geworden sind. Es scheint somit die Bildung der Salzstöcke ein Minimum von Mächtigkeit der ursprünglichen Salzlagerstätte vorauszusetzen, worauf meiner Erinnerung nach auch schon von anderer Seite hingewiesen worden ist. Ich sehe in diesem Umstande eine Stütze der von Herrn BEYSCHLAG ausgesprochenen Vermutung, daß die spanischen Salzstöcke nicht aus dem Tertiär stammen, sondern eventuell aus einer viel älteren Formation aufgestiegen sind. Andererseits sprechen ja die von dem Vortragenden in seinen Profilen eingetragenen weit durchgehenden Horizonte für eine syngenetische Entstehung der Kalisalzlagerstätten zusammen mit den nachgewiesenen konkordant im Tertiär eingelagerten Gips- und Steinsalzvorkommen. Immerhin wird man behaupten können, daß bis heute die Frage noch nicht sicher entschieden ist, aus welcher Formationsstufe die spanischen Salzstöcke aufgestiegen sind und wird weitere Aufschlüsse, insbesondere auch Bohrungen im Innern der Synklinale abwarten müssen.

Wie dem auch sei, jedenfalls sind von besonderem Interesse die vom Vortragenden erwähnten faziellen Analogien der spanischen Salzlagerstätten mit denen im elsässischen Tertiärbecken. Hier wie dort stehen die Salz- und Gipschichten in enger Beziehung zu reinen Süßwasserbildungen und wechsel-lagern z. B. im spanischen Gebiet mit Limnaeen und Planorben führenden Mergeln. Gehen wir einmal von der Voraussetzung aus, es sei richtig und würde nachgewiesen werden, daß die Kalisalz führenden Schichten im Tertiär Spaniens syngenetisch eingelagert sind, so würde dann allerdings die chemisch-petrographische Zusammensetzung dieser Kalisalzlager leichter verständlich werden. Der Vortragende ist geneigt, die Herkunft der Salze von umgelagerten Salztterrassen aus triassischen Schichten Spaniens abzuleiten und mit dem Vorgang, den ich für die Genesis der tertiären elsässischen Kalisalzlagerstätten aufgestellt habe, in Parallele zu stellen<sup>1)</sup>. Ich will hier nicht darauf

<sup>1)</sup> E. HARBORT. Zur Frage der Genesis der Steinsalz- und Kalisalz-lagerstätten im Tertiär vom Ober-Elsaß und von Baden. Zeitschr. für prakt. Geologie 1913. S. 189—198.

eingehen, daß meine derzeitigen Ausführungen von mehreren Seiten Widerspruch erfahren haben, jedenfalls aber glaube ich behaupten zu dürfen, daß, wenn die spanischen Kalisalzlager syngenetisch im Tertiär eingebettet liegen, die Annahme ihrer Genesis als deszendente Bildungen nicht nur die fazielle Eigenart der Vorkommen gut erklärt, sondern auch die chemisch-mineralogische Zusammensetzung und den hohen Kaligehalt dieser Kalisalzvorkommen. Es erscheint unwahrscheinlich, daß die Carnallitite mit angeblich 75 Proz. Carnallit direkt durch Eindampfen von Meereswasser entstanden sind. Verständlich sind solche hohen Kaligehalte nur unter der Annahme, daß die Salze aus bereits angereicherten Lösungen wieder ausgeschieden wurden, daß es sich also genetisch um deszendente Bildungen im Sinne EVERDINGS oder aber um posthume Neubildungen handelt. (Nachträglich möchte ich noch bemerken, daß nach meiner Ansicht die bisherigen Aufschlüsse in Spanien trotz der sehr hohen Kaligehalte und der angeblich 8 m mächtigen Sylvinit- und 16 m mächtigen Carnallitvorkommen durchaus nicht zu der Befürchtung Anlaß geben, daß dort unserer heimischen Industrie ein gefährlicher Konkurrent erwachsen wird, wenn schon auch eine Konkurrenz an sich eintreten mag. Verkehrt würde es allerdings sein, Vogel-Strauß-Politik zu treiben und richtiger, die Entwicklung des kleinen heranwachsenden Konkurrenten mit offenen Augen zu verfolgen.)

Herr W. T. DÖRPINGHAUS berichtete über Die Amblygonitgänge von Caceres in Spanien und ihr genetisches Verhältnis zu den Zinnsteinvorkommen (ein neuer Typus pneumatolytischer Lagerstätten) (mit Lichtbildern).

Da Herr DÖRPINGHAUS kurz vorher erkrankte, gab Herr J. KORTSCHONER die Darlegungen auf Grund von Herrn DÖRPINGHAUS' Vortragsnotizen.

Seitdem DAUBRÉE und DE BEAUMONT auf Grund ihrer Beobachtungen der paragenetischen Beziehungen der „Agents Mineralisateurs“ zu den Erzen der Zinnsteingänge deren Entstehung durch die geistreiche Theorie der Pneumatolyse aufgeklärt, und auch experimentell bewiesen haben, sind jene Mineralien — vor allem handelt es sich um fluor- und borhaltige Silikate, Fluoride und Phosphate, neben Verbindungen des Arsens, Lithiums und Wolframs — als regelmäßige Begleiter des Zinns über die ganze Welt nachgewiesen worden, und die Entstehung von dessen Lagerstätten wird heute all-

gemein als eine durch Stoffzufuhr bei Exhalationsprozessen in sauren Eruptivgesteinen vor sich gegangene angenommen.

DAUBRÉE erklärt das beständige Zusammenvorkommen der genannten Mineralien durch die chemische Verwandtschaft ihrer Elemente, die wir im Laboratorium ja auch nur durch schwierige Verfahren voneinander trennen können und die deshalb auch im Magma alle Reaktionen zusammen durchmachen, ohne auf Kräfte zu stoßen, die sie zu trennen imstande wären.

Es war dann vor allem VOGT, der auf die außerordentlich mannigfaltige Ausbildung der pneumatolytischen Lagerstätten hinwies und in seinen klassischen Arbeiten den Übergang der Zinnsteinformation zu der Kombination Zinn + Kupferkies und die schrittweisen Übergänge zu den Ganggebieten von Kupfersulfiderzen ohne Zinn untersuchte. Gleichzeitig wies er nach, daß auch die Kryolithvorkommen, also Fluoranhäufungen, von Ivigtut, dem gleichen Lagerstättentypus angehören, allerdings unter Vertauschung der gegenseitigen Mengenverhältnisse, indem der Zinnstein zugunsten des Kryoliths zurücktritt, und nur in den Randzonen des Ivigtuter Stocks in geringer Menge, sozusagen als Gangart, auftritt.

Als weniger einfach stellt sich der Übergang der Zinnlagerstätten zu denjenigen eines andern Agent Mineralisateur, des Apatits, also der Phosphatsalze, dar. In Norwegen setzt dieser nicht in sauren, sondern in basischen Eruptivgesteinen auf, nämlich im Gabbro. Von den besprochenen unterscheiden sich diese Lagerstätten durch das vollkommene Fehlen des Fluors, an dessen Stelle das Chlor tritt, ferner durch eine auffällige Anreicherung des Magnesiums, das in Form von tonerdearmen Pyroxenen, Hornblenden, Enstatit auftritt, so daß die norwegischen Apatitgänge direkt an die magnesiumreichen Schlieren des Magmas gebunden erscheinen. Treten Apatite dagegen als Gangmineralien des Zinns in sauren Eruptivgesteinen auf, so erscheint zunächst das Fluor wieder und mit ihm zusammen das Aluminium und als neues charakteristisches Element das Kalium in Glimmern und anderen Mineralien. An Stelle der Skapolithisierung der norwegischen Apatitgänge tritt dann die Greisenbildung.

Größere Apatitanhäufung auf Lagerstätten des Zinnsteintypus ist mehrfach bekannt, erwähnt werden mögen die von Montebias in Frankreich, den Appalachians sowie den Black Hills (South Dakota) in den Vereinigten Staaten. Diese Vorkommen zeigen die typische Greisenbildung neben Kontraktionsspalten, sie sind durchweg an Pegmatite gebunden mit der Mineralvergesellschaftung, die uns aus dem Erzgebirge

bekannt ist. Aber während auf den deutschen Lagerstätten der Zinnstein der wichtigste Bestandteil ist, tritt dieser auf den erwähnten so stark zurück, daß er in nennenswerter Menge nicht abgebaut worden ist, die Hauptgangfüllung stellen die Phosphate neben gewissen Lithiummineralien, wie Amblygonit, Spodumen, Lithiophyllit, Triphyllin und anderen dar.

Wohl die bedeutendsten in sauren Eruptivgesteinen auftretenden Phosphatlagerstätten sind diejenigen von Estramadura Alta in Spanien. Auch sie stehen, allerdings nur an einer lokal beschränkten Stelle, im engsten genetischen Verhältnis zu Zinnsteinvorkommen, die deshalb um so interessanter sind, weil auf diesen Lagerstätten das Lithium eine sehr wichtige Rolle spielt, so daß ein Lithiumaluminiumfluorphosphat, der Amblygonit und der Zinnstein, als wirtschaftlich gleichwertige Komponenten der Lagerstätte, auftreten, was einen neuen Typus in der Reihe der pneumatolytischen Mineralanhäufungen darstellt.

Die Estramadura-Phosphatvorkommen treten gangförmig auf; als typische Spaltenausfüllung einerseits und auf Kontraktionsspalten in Pegmatiten andererseits. Die Gänge setzen im Granit auf, streichen aber auch in die Sedimentärgesteine, Schiefer und Kalke, hinüber, und häufig beschränkt sich ihr Vorkommen auf eins der letzteren beiden Gesteine, jedoch läßt dann ihre Lage immer darauf schließen, daß dort das Gestein in geringer Tiefe von Granit unterteuft wird.

Die Gänge des ersten Typus haben oft eine bedeutende streichende Erstreckung, die bis auf 2000 m aushält, und eine Horizontbeständigkeit bis zu 8000 m, sie vereinigen sich in größerer Anzahl zu Gangbündeln von bedeutender querschlägiger Mächtigkeit. Das Streichen dieser Gänge ist im allgemeinen NO—SW, sie fallen steil ein. Die edlen Mittel halten im Streichen und Fallen selten über mehr als 30 m aus, verquarzen dann völlig, während die sonst nur mit Quarz verwachsen sind. Dort, wo die Gänge aus dem Eruptivgestein in die Schiefer übersetzen, verschlechtert sich die Mineralführung erheblich. Umgekehrt ist es beim Übergang in die Kalke zu mächtigen metasomatischen Anreicherungen gekommen, deren Streichen und Fallen undeutlich ausgebildet ist. Die Kalke sind stark dolomitisiert und sekundär verquarzt. An der Oberfläche sind sie karrenförmig verwittert. Die Phosphate sind der chemischen Zusammensetzung nach fast ausschließlich Fluorphosphate, Chlor tritt entweder stark zurück oder verschwindet ganz. Neben den wohlkrystallisierten Apatiten finden sich bei weitem überwiegend erdige oder strahlige ver-



wachsene Phosphorite. Auf den Gängen brechen mit auf: Turmalin-Schwefelkies, untergeordnet Kupfererze, und die durch ihre gelbe Farbe charakterisierten Uranglimmer, Autunit und Chalcolit.

Die Genesis der Gänge ist umstritten. DE LAUNAY rechnet sie in seinem Werke „Gites Mineraux“ unter die sedimentären Vorkommen und will sie durch Auskrystallisation und Ausfällung aus phosphorsäurereichen Oberflächenwassern, die in die offenstehenden Spalten stürzten, erklärt wissen.

DE LAUNAYS Theorie erklärt in keiner Weise die Greisenbildung auf einzelnen Phosphatgängen und deren Ausbildung auf Kontraktionsspalten in typischen Pegmatiten mit Turmalin, Glimmer und Uranverbindungen als Gangart.

Man muß daher annehmen, daß die Estramaduraphosphate pneumatolytischen Prozessen ihren Ursprung verdanken. Einer der wichtigsten Beweise für die Richtigkeit dieser Theorie ist vor allem die Tatsache, daß wie erwähnt, auf einer und derselben Phosphatlagerstätten epigenetisch Cassiterit in größerer Menge vorkommt, und so direkt den Übergang zu den reinen pneumatolytischen Zinnsteingängen vermittelt.

Diese Zinnlagerstätten liegen bei Caceres, wo in Estramadura Alta der Zug der iberischen Zinnwolfram- und Uranvorkommen, der sich von Kap Finisterre bis zum Guadalquivir erstreckt, den Phosphatbezirk schneidet.

Ehe wir auf die sehr interessanten genetischen Beziehungen dieser Vorkommen zu den Phosphaten eingehen, möge kurz ihre geologische Lage besprochen werden.

Die Stadt Caceres liegt auf einer Scholle von silurischen Schiefen und Quarziten mit eingelagerten dolomitisierten Kalken des Devons, die den gleichförmigen cambrischen Schiefen als Denudationsrelikt in Form einer Isoklinalmulde eingelagert sind.

Die tektonische Struktur ist sehr einfach. Auf dem steil einfallenden Cambrium liegt konkordant das Silur und diesem ist das Devon eingefaltet.

Die Scholle hat die Form eines nach SO offenen Hufeisens, welches sich im NO an einen ausgedehnten Granitstock anlehnt. Nach den Kontakterscheinungen, der Umwandlung der silurischen Tonschiefer in Zoisitschiefer zu urteilen, unterteuft der Granit in geringer Tiefe das Hufeisen.

Während Cambrium und Devon schwach gewellte Geländeformen zeigen, erheben sich die saiger stehenden silurischen Quarzite auf 200 m über die Hochebene und charakterisieren die beiden Flügel des Hufeisens.

Die Phosphatzone nimmt parallel dem Granitkontakt ein Band ein, welches nicht breiter als 2500 m ist.

Drei Kilometer von den erwähnten Phosphatlagerstätten entfernt setzen ebenfalls auf der erwähnten Silur-Devonscholle die uns hier interessierenden gangförmigen Lagerstätten auf, die sich zunächst dadurch auszeichnen, daß das gewöhnliche Calcium-Fluorphosphat ersetzt wird durch ein Aluminium-Lithium-Fluorphosphat, den Amblygonit, der gut ausgebildete Gänge bildet, auf denen durch spätere Zufuhr sich Zinnstein und Quarz abgeschieden haben.

Das Nebengestein, die Schiefer und Quarzite streichen im Mittel N 30° W und fallen 65° nach Süden. Sie sind von dichter Struktur und haben eine starke Transversalschieferung erlitten. Unter dem Mikroskop lösen sie sich bei stärkster Vergrößerung in eine Grundmasse von dicht verflochtenen Tonschiefernädelchen auf, die aus Zoisit bestehen, daneben herrscht Quarz und tonige Grundmasse mit akzessorischen Magnetitkryställchen und gelartigem Eisenhydroxyd vor. Durch das Auftreten von Zoisit charakterisiert sich das Gestein als kontaktmetamorph veränderter Tonschiefer. Die Zoisitschiefer erscheinen an den Salbändern der Gänge nur wenig verändert, immerhin deutet das Auftreten von Mineralien wie Turmalin, Granat, Zirkon, den Einfluß pneumatolytischer Prozesse an. In der zweiten Phase dieser letzteren ist dann eine meist von den Salbändern ausgehende Verquarzung der Nebengesteine eingetreten. Diese Verquarzung entspricht durchaus der Greisenbildung der Zinnsteingänge und mit ihr ist auch das Erz abgeschieden worden. Gleichzeitig hat jedoch eine starke Kalizufuhr stattgefunden, die sich in der Serizitisierung des Nebengesteins zeigt. Nachträglich sind dann durch neue Quarznachschübe die Serizite wieder verquarzt worden.

Die Erzlagerstätten bestehen aus einem saiger stehenden Gangbündel und einem flachliegenden Gange.

Ersteres fällt 65° nach S. Der Gangzug besteht aus mindestens 6 Gängen. Er hat eine querschlägige Mächtigkeit von 120 m. Die Mächtigkeit der einzelnen Gänge schwankt zwischen 10 und 40 cm. Zum Streichen des besprochenen Gangzuges bildet der flachliegende Gang Carmelita einen spitzen Winkel, er fällt 25° nach S. Er ist im Durchschnitt 70 cm mächtig. In der Teufe muß er offenbar den Gangzug kreuzen.

Der Amblygonit bricht richtungslos massig herein, er ist von rein weißer Farbe mit deutlichem Perlmutterglanz und fällt durch seine feldspatähnliche pinakoidale Spaltbarkeit auf.

Seine krystallographischen Eigenschaften sind von DES CLOIXEAUX beschrieben worden.

U. d. M. bei parallelem Licht von trübem Weiß zeigt er unter gekreuzten Nicols Polarisationsfarben, die denen des Quarzes ähnlich sind, d. h. Doppelbrechung etwa 0,01. Der optische Charakter ist negativ. Die Auslöschung verläuft spitzwinklig zur Spaltbarkeit. Auffallend ist der lamellare ausklingende Zwillingsbau. Häufig sind die Individuen durch Zwillingslamellierung verzahnt, und man beobachtet einen Übergang von der orientierten Einwachsung, d. h. dem Auftreten einzelner in Zwillingsstellung befindlicher Streifen und isolierter Zwillingslamellen zu vollkommener Lamellierung. Es finden sich zwei senkrecht aufeinanderstehende Systeme von Zwillingslamellen, die sich jedoch im allgemeinen nicht kreuzen, so daß gitterförmige Struktur kaum vorkommt. Die verschiedenen Lamellierungsgebiete sind begrenzt und gehen nur an den Randzonen ineinander über.

Der in Zersetzung befindliche Amblygonit wird milchig matt und zerbröckelt. Lithium- oder phosphorhaltige Zersetzungsprodukte des Amblygonits wurden auf den Lagerstätten nicht nachgewiesen. Unter dem Einfluß der zirkulierenden Wasser scheint die Zersetzung sofort bis zum Kaolin oder zur Tonerde zu gehen, welche kleine Nester und Lettenbestege bilden, während andererseits die Alkalien und die Phosphorsäure in leicht lösliche Verbindungen übergeführt und weggeführt werden, analog der Zersetzung des Apatits, die ja auch keinerlei Zwischenprodukte zwischen dem Calciumfluorophosphat und dem Calciumcarbonat liefert. Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß die Zersetzung hervorgerufen wird durch auf Spalten eindringende quarzhaltige Wasser. Diese Spalten nehmen im allgemeinen an den Salbändern ihren Ursprung. Schleift man ein Gangtrum dort an, so beobachtet man im Nebengestein eine Verquarzung der Schiefer und eine Durchtränkung mit Brauneisen. Die Gangmasse besteht dicht am Salband aus einem durch Einschlüsse getrübbten Quarz. In wenigen Zentimetern Entfernung werden dann diese häufiger, und schließlich beobachtet man auch den Amblygonit. Je näher er dem Salband liegt, einen um so trüberen und zersetzteren Eindruck macht er. Der Quarz dringt dort auf Rissen in ihn ein.

Untersucht man systematisch den Weg, welchen die Quarzlösungen auf den Rissen im Amblygonit genommen haben, so beobachtet man als erstes Stadium der Verdrängung auf der Linie der Zwillingslamellierung kleine Rosetten von Quarz.

Diese konzentrisch-strahligen Massen haben grauschwarze Eigenfarben und niedrige Polarisationsfarben, aber ein etwas rauheres Relief, als man dies beim Quarz gewöhnt ist. Sie zeigen undulöse Auslöschung und die Erscheinung des BREWSTERschen Interferenzkreuzes. Diese Rosetten vereinigen sich dann zu perlschnurartigen Linien und endlich zu größeren kompakten Massen, die allmählich den Amblygonit verdrängen, bis aus dem grauen Quarz nur mehr schwach die Linien der Zwillingslamellierung durchleuchten. Man beobachtet dann vorherrschenden Stengelquarz mit Einsprengungen eines staubfeinen Minerals, das anscheinend aus Apatit besteht. Schließlich verschwinden auch diese, und der Amblygonit macht dem Quarz völlig Platz.

Der Zinnstein hat sich entweder auf Spalten in der Mitte des Ganges ausgeschieden und bildet perlschnurartige Einsprengungen, oder er liegt symmetrisch an den Salbändern oder endlich umkrustet er innerhalb der Gangmasse die Fragmente von Amblygonit, wobei Quarz zwischen dem Zinnstein als eine Art Zement auftritt.

Der Zinnstein kommt auf der Lagerstätte in allseitig gut ausgebildeten Krystallen nur sehr selten vor. U. d. M. fällt er durch seinen zonaren Aufbau und einen deutlichen Pleochroismus auf. Die pleochroitischen Farben sind lichtbraun mit einem Stich ins Grünliche, und lebhaftes Braun. Ganz vereinzelt wurde Zinnkies beobachtet und mit ihm zusammen Apatit und Flußspat. Der Zinnkies zeigte auf Rissen sekundär gebildeten Zinnstein, dessen mikroskopisch feine Krystalle weder zonaren Aufbau noch Pleochroismus zeigten und sich dadurch von der ersten Zinnerzgeneration unterschieden.

Mit dem Erz ist eine erste, wenig ausgebildete Generation von Quarz abgesetzt worden, und man beobachtet auf Rissen und Hohlräumen im Amblygonit wohlausgebildete Quarzkrystalle neben dem Zinnstein und dem Glimmer. Nach erfolgter Krystallisation des Zinnsteins sind weitere Mengen kieselsäurehaltiger Lösungen in die Gänge eingedrungen. Durch eine tektonische Bewegung, die wahrscheinlich im Zusammenhange mit den Verwerfungsspalten steht, war unterdessen der Zinnstein im weitgehenden Maße zertrümmert worden. Auf den Rissen und Spalten ist dann der Quarz in das Erz und selbst durch dasselbe hindurch in den Amblygonit eingedrungen. Die Dünnschliffe zeigen deutlich, daß der Quarz seinen Weg durch das zinnerzreiche Salband genommen hatte. Oft ist der Zinnstein hier vollkommen von Quarz durchtrümmert.

Mit dem Zinnstein sind ferner große Mengen Glimmer abgeschieden. Sowohl auf Grund der makroskopischen wie der mikroskopischen Befunde, die diese oft in feinsten Spalten und Hohlräumen im Innern des Amblygonits zeigen, als auch auf Grund ihres Aluminiumgehaltes, den sie mit dem Amblygonit gemeinsam haben, lag es zunächst nahe, sie als ein Zersetzungsprodukt des letzteren anzusehen. Jedoch geht aus der Tatsache, daß der Glimmer auch nicht die geringsten Spuren von Lithium, Fluor oder Phosphorsäure, den chemischen Komponenten des Amblygonits, enthält, während diesem andererseits das Kalium, welches zum Aufbau des Muscovits beiträgt und auch als akzessorischer Bestandteil in den Pyrophyllit eintritt, vollkommen fehlt, hervor, daß diese Theorie unhaltbar ist; man muß also annehmen, daß ebenso wie der Zinnstein und der Quarz auch der Glimmer pneumatolytischer Entstehung ist. Dafür spricht auch die Tatsache, daß er sowohl während der Bildung des Erzes wie unmittelbar vorher und nachher sich abgeschieden hat. Viele Zinnsteinkristalle haben sich ohne Zweifel in einem aus Glimmer bestehenden Medium gebildet, andererseits beobachtet man sogar zuweilen deutlich das Eindringen von Glimmer in Risse des Zinnsteins.

Die späteren mineralführenden Lösungen sind auf dem saiger stehenden Gangbündel hochgestiegen und haben infolgedessen dort den Amblygonit zum größten Teil verdrängt; es sind nur walnuß- bis kopfgroße Relikte, in Quarz eingelagert, übrig geblieben.

Von der Kreuzlinie des Gangbündels mit dem flachliegenden Gange „Carmelita“ sind dann die pneumatolytischen Mineralien auch in den letzteren eingedrungen, jedoch ist dort die Verdrängung des primären Amblygonits durch Zinnstein und Glimmer nicht so intensiv vor sich gegangen wie auf den steil stehenden Gängen.

Das Nebengestein des Carmelitaganges ist der Serizitisierung und Verquarzung auf dem dem Gangbündel zunächst liegenden Salband in erheblich stärkerem Maße unterworfen gewesen wie auf dem entgegengesetzten, der aus normalen, nur wenig veränderten Zoisitschiefern besteht.

Vergleicht man die charakteristischen geologischen und petrographischen Merkmale der besprochenen Lagerstätte mit denen der Zinnsteingangformation, so fällt sie zunächst dadurch auf, daß sie mehrere Kilometer weit von den nächsten Graniten entfernt liegt, und daß sich auch, weder im Nebengestein noch in der Gangart, nicht die geringsten Spuren

eines Eruptivgesteins nachweisen lassen. Allerdings kann man nach der geologischen Figuration annehmen, daß die Lagerstätten in nicht sehr erheblichen Tiefen von diesem unterteuft werden, daß also beim Empordringen des Magmas Druck und Temperatur zwar nicht mehr genügt haben, um dasselbe in die Spalten emporzupressen, daß aber in dem wahrscheinlich stark vorerhitzten Sedimentärgestein die leichter beweglichen Produkte der pneumatolytischen Differentiation dennoch ihren Weg zur Oberfläche gefunden haben. •

Wie in Ivigtut die Gangmasse aus Kryolith, einem Fluorid, so besteht sie in Caceres aus Amblygonit, einem Fluorphosphat.

Die von BECK angegebene vorherrschende Sukzession innerhalb der Zinnerzformation läßt den Apatit und den Flußspat nach den Erzen entstehen, während die Ausscheidung der Lithiumglimmer derselben vorangeht.

BECK stellt das folgende Schema auf:

1.  $\text{Mo S}_2$  . . . . . Molybdänglanz
2.  $\text{Li}$  . . . . . verschiedene Lithiumglimmer
3.  $\text{Si O}_2$  . . . . . Quarz
4.  $\text{Al}_2 \text{Si O}_4 \text{F}_2$  . . Topas
5.  $(\text{PMn}) \text{WO}_4$  . . Wolframit
6.  $\text{Sn O}_2$  . . . . . Zinnstein
7.  $\text{Fe As S}$  . . . . . Arsenkies
8.  $\text{Ca F}_2$  . . . . . Flußspat
9.  $\text{F Ca}_5 (\text{PO}_4)_3$  . . Apatit.

Molybdänglanz, Wolframit, Arsenkies und Topas wurden auf der Lagerstätte gar nicht, Flußspat in so geringer Menge gefunden, daß es nicht möglich war, sein relatives Alter festzustellen.

Während im übrigen die Sukzession die gleiche blieb, wechselte nur die Phosphorsäure des Apatits und die Flußsäure ihren Platz, indem sie zusammen mit dem Lithium in der ersten Phase der Pneumatolyse zur Abscheidung gelangten.

Die Glimmer erscheinen zugleich mit dem Zinnstein, und nach demselben folgt eine zweite Generation Quarz, so daß man folgende Sukzessionsperioden aufstellen kann:

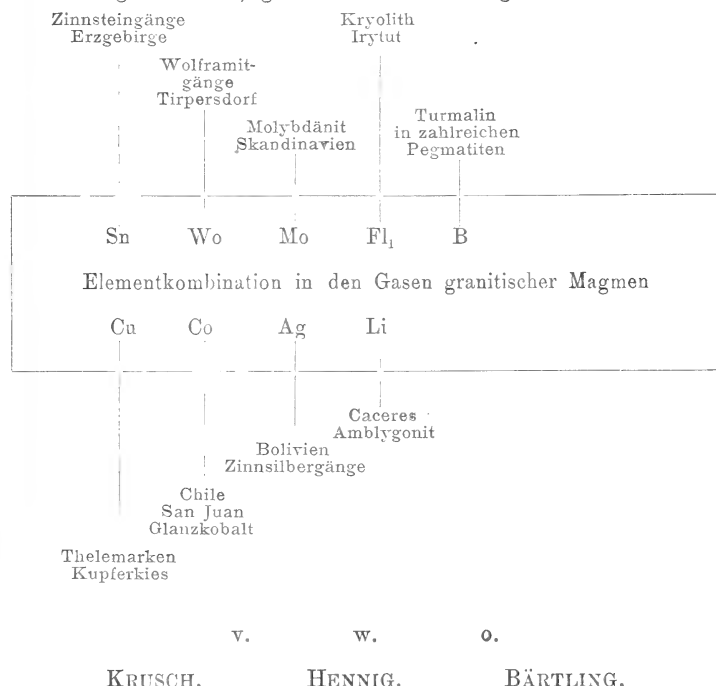
1. Lithium-Phosphorsäure und Flußsäure
2. Quarz
3. Kaliglimmer und Pyrophyllit
4. Zinnstein
5. Kaliglimmer und Pyrophyllit
6. Quarz.

Durch die Elementkombination, das Überwiegen des Aluminium-Lithiumfluorphosphates und die Sukzession unterscheiden sich demnach die Cacereslagerstätten scharf von den bisher bekannten und nehmen eine besondere Stellung unter den pneumatolytischen ein.

Sie reihen sich an die Zinnsteingänge einerseits und die Kryolithvorkommen andererseits, gleichzeitig bilden sie aber auch einen Übergang zwischen den ersteren und den im Zusammenhang mit saurem Eruptivgesteine stehenden Apatit- bzw. Phosphoritlagerstätten.

Das Vorkommen ist daher als ein neuer Typus pneumatolytischer Lagerstätten aufzufassen.

Die durch Übergänge verbundenen pneumatolytischen Lagerstätten, deren Auftreten im Zusammenhang mit granitischen Magmen steht, gliedern sich wie folgt:



## Neueingänge der Bibliothek.

- VON ALTEN, H.: Über die Entwicklung des Kiemendarms bei Schildkröten. (Vorläufige Mitteilung.) S.-A. aus: Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. B. Bd. XX, Februar 1914.
- DONATH, E. und A. RZEHAŁ: Zur Kenntnis einiger Kohlen der Kreideformation. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XXII, 1914, 1. Berlin.
- ETZOLD, F.: Zu HERMANN CREDNERS Gedächtnis. S.-A. aus: Mitteilungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Leipzig 1913.
- HARBORT, E. und A. MESTWERT: Vorläufige Mitteilungen über das geologische Profil des Mittelland-Kanals. S.-A. aus: Diese Zeitschrift 66, Jahrg. 1914, 3. Stuttgart 1914.
- HUMMEL, K.: Die Tektonik des Elsgaues (Berner Tafeljura). S.-A. aus: Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. B. Bd. XX. Naumburg 1914.
- HUNTINGTON, E., CH. SCHUCHERT, A. E. DOUGLASS und CH. J. KULMER: The Climatic Factor as illustrated in Arid America. Carnegie Institution of Washington No. 192. Washington 1914.
- JONKER, H. G.: Levensbeschrijving van Prof. Dr. F. J. P. VAN CALKER (1841—1913). S.-A. aus: Jaarboek 1914 van het Geologisch-Mijnboukundig Genootschap voor Nederland en Koloniën.
- KOEHLER, O.: Über die Ursachen der Variabilität bei Gattungsbastarden von Echiniden, insbesondere über den Einfluß des Reifegrades der Gameten auf die Vererbungsrichtung. S.-A. aus: Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. B. Bd. XX. Februar 1914.
- VON LOESCH, K. C.: Die Bergsturzgefahr am Schrofen bei Brannenburg. Erweitertes und mit Literaturbesprechungen versehenes Gutachten. S.-A. aus: Kl. verm. Mitteilungen des Geognostischen Jahresheftes 1914, Jahrg. XXVII. München 1914.
- RIMANN, E.: Zur Kenntnis südwestafrikanischer Kupfererzvorkommen. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XXII, 1914, 6. Berlin 1914.
- RZEHAŁ, A.: Kontakt zwischen Granit und Diabas in der Brünner Eruptivmasse. S.-A. aus: Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt 1913, 17. Wien 1913.
- Beiträge zur Mineralogie Mährens. S.-A. aus: Verhandlungen des naturforschenden Vereins in Brünn, Bd. 52.
- STROMER, E.: Geographische Beobachtungen in den Wüsten Ägyptens. S.-A. aus: Mitteilungen des FERDINAND VON RICHTHOFEN-Tages 1913. Berlin 1914.
- STEINMANN, G.: Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung der Geolog. Vereinigung zu Frankfurt a. M. am 4. Januar 1913.
- Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin. Vortrag, gehalten in der allgemeinen Versammlung in Marburg am 3. Mai 1913.
- Über die Gliederung des Quartärs als Grundlage für die Altersbestimmung der paläolithischen Kulturen. S.-A. aus: Korrespondenz-Blatt der deutschen Gesellschaft für Anthropologie, Ethnologie und Urgeschichte. Jahrg. 44, 1. Braunschweig 1913.
- Vom Internationalen Geologenkongreß in Toronto. S.-A. aus: Geolog. Rundschau, Bd. V, 3. Leipzig und Berlin 1914.



# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

### B. Monatsberichte.

Nr. 8/11.

66. Band.

1914.

#### INHALT.

	Seite
Protokoll der Sitzung vom 4. November 1914 . . . . .	353

#### *Vorträge:*

HAARMANN: Über den geologischen Bau Nordwestdeutschlands. (Mit 4 Textfiguren) . . . . .	354
GRUPE: Diskussion zum Vortrag HAARMANN . . . . .	361
KRUSCH: Diskussion zum Vortrag HAARMANN . . . . .	363
TIETZE: Diskussion zum Vortrag HAARMANN . . . . .	364
E. ZIMMERMANN I: Diskussion zum Vortrag HAARMANN . . . . .	365
RAUFF: Diskussion zum Vortrag HAARMANN . . . . .	366
HAARMANN: Erwiderung in der Diskussion. (Mit 1 Textfigur) . . . . .	367
JENTZSCH: Über die südliche Fortsetzung des finnischen Schildes. (Mit 1 Textfigur) . . . . .	371

#### *Briefliche Mitteilungen:*

WIEGERS, FRITZ: Über die Fossilführung und Gliederung der Lößformation im Donautal bei Krems . . . . .	379
GÜRICH, G.: <i>Solenopora</i> im oberdevonischen Kontaktkalk von Ebersdorf bei Neurode in Schlesien . . . . .	383
KAUNHOWEN: Zum Gedächtnis POTONIÉS. (Mit einem Bildnis) . . . . .	384

<i>Neueingänge der Bibliothek</i> . . . . .	407
---	-----

# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender:	Herr	WAHNSCHAFTE	†	Schriftführer:	Herr	BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	{	„	BORNHARDT	„	„	HENNIG
sitzende:	{	„	KRUSCH	„	„	JANENSCH
Schatzmeister:	„	„	MICHAEL	„	„	WEISSERMEL
Archivar:	„	„	SCHNEIDER			

## Beirat für das Jahr 1914

Die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen,  
OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

## Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

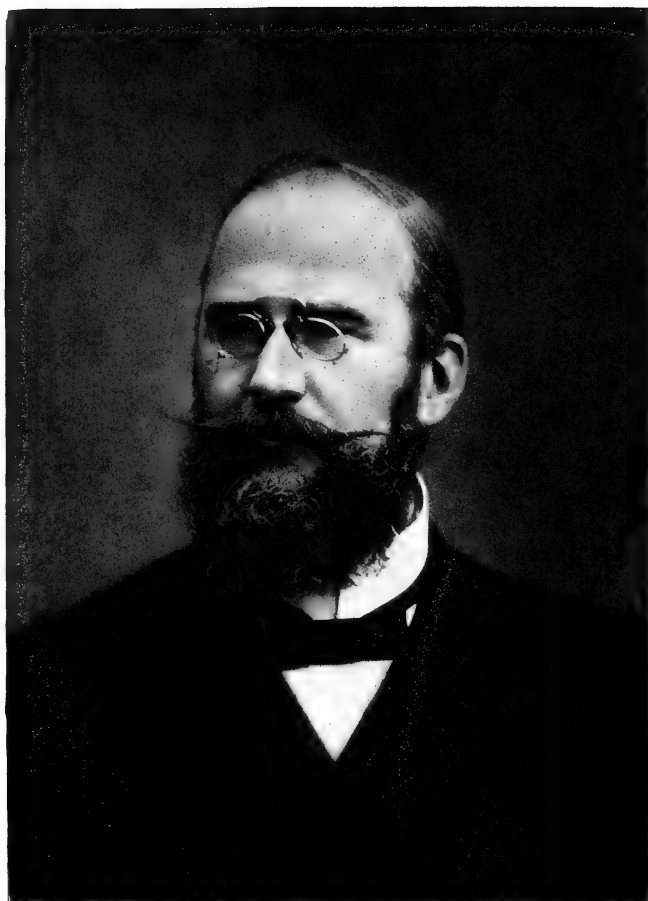
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**,  
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Oberberggrat Bornhardt**, Charlottenburg, Dernburg-Str. 49 oder Herrn **Professor Dr. Krusch**, Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Rich. Michael**, Charlottenburg, Kaiserdamm 74, Postscheckkonto **Berlin NW 7, Konto Nr. 16 071** oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.



*H. Tolonie'*



# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 8/11.

1914.

Protokoll der Sitzung vom 4. November 1914.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Nachdem des Krieges wegen die Allgemeine Versammlung in Hannover ausfallen mußte, schlägt der Vorstand vor, von einer Neuwahl einstweilen abzusehen, weil eine große Zahl von Mitgliedern unter den Fahnen steht und an der Beteiligung zurzeit verhindert ist.

Der Vorsitzende gedenkt der im Kampfe für das Vaterland gefallenen Mitglieder:

Dr. GUILLEMAIN-Aachen, Privatdozent an der Technischen Hochschule,

Dr. HAHN-Stuttgart, Assistent am Kgl. Naturalienkabinett,

Dr. FISCHER-Halle, Assistent am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität,

Dr. SCHOLZ-Berlin, Regierungs-Geologe für Deutsch-Ostafrika,

Dr. MÜLLER-Berlin, Kgl. Geologe an der Geologischen Landesanstalt,

Dr. PIETZKER-Berlin, Kgl. Geologe an der Geologischen Landesanstalt,

Dr. CLAUSNITZER-Berlin, Bergassessor.

Die Versammlung erhebt sich zu Ehren der Toten.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Bergassessor Dr. REUTER, Steglitz, Schloßstr. 76, vorgeschlagen durch die Herren BORNHARDT, HENNIG, DIENST,

Herr Professor Dr. HUGO VON BÖKH, Ministerialrat im kgl. ung. Finanzministerium, Budapest, vorgeschlagen durch die Herren PETRASCHECK, VACEK, E. TIETZE, Herr cand. geol. EUGEN DIESEL, Assistent am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität, Berlin, vorgeschlagen durch die Herren HAARMANN, DIETRICH, HENNIG,

Herr Dr. TUCHEL, Probechemiker an der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt, vorgeschlagen durch die Herren KRUSCH, SCHNEIDER, HENNIG.

Die Gesellschaft hat schriftlich ihr Beileid ausgedrückt zum Ableben

Sr. Exz. Dr. EUGEN RITTER VON BÖHM-BAWERK, k. u. k. wirkl. Geh. Rat, M. d. H., Wien,

Assistent Secretary FREDERICK WILLIAM TRUE, Smithsonian Inst. Washington.

Der Vorsitzende legt die als Geschenke eingegangenen Werke der Versammlung vor.

Herr ERICH HAARMANN sprach über den geologischen Bau Nordwestdeutschlands. (Mit 4 Textfiguren.)

Über den geologischen Bau Nordwestdeutschlands, soweit es das Gebiet der saxonischen Faltungen umfaßt, sind in den letzten Jahren widersprechende Ansichten veröffentlicht worden; einerseits nannte man das Gebiet ein Schollengebirge, dessen Schollen lediglich durch Sprünge oder Dehnungsverwerfungen (DE MARGERIE und HEIM) voneinander getrennt sein sollten und dessen Entstehung daher auf eine Zerrung der Erdrinde zurückgehen mußte, wodurch das Absinken einzelner Schollen ermöglicht wurde, andererseits glaubte man die Wirkungen seitlichen Zusammenschubs nachweisen zu können, der naturgemäß mit Verkürzung der Erdkruste im Querschnitt verbunden gewesen sein muß. Ist dies letzte richtig, so sind in den Querprofilen Pressungsverwerfungen (= Kompressionsverwerfungen DE MARGERIE und HEIM) zu erwarten.

Mit andern hat besonders STILLE die Ansicht von der Faltung, d. h. der Zusammenstauchung, des nordwestdeutschen Bodens vertreten. Seine Profile aber, die in Übereinstimmung damit eine Raumverkürzung infolge der Schichtenstörungen hätten aufweisen müssen, zeigen im Gegenteil eine Ausdehnung, was LACHMANN dazu benutzte, um unter Anerkennung der STILLE'schen Profile die Unrichtigkeit von dessen Ansichten nachzu-

weisen. Es ist aber zu bedenken, daß, wie der kartierende Geologe im allgemeinen, so auch STILLE wohl den Verlauf der Verwerfungen an der Erdoberfläche festlegen, selten aber sicheres über ihr Einfallen erfahren konnte. In hügeligem Gelände gibt für dieses oft der Verlauf der Brüche einen Anhalt, der besonders dann beachtenswert ist, wenn die Verwerfungen längs den Hängen und Erhebungen mit einer gewissen Regelmäßigkeit vom Berge ausgebogen (wie die Höhenlinien) oder zu ihm eingebogen sind. Die sichersten Aufschlüsse über das Einfallen der Brüche geben allerdings Bergwerke, und von der Untersuchung solcher — an der Ibbenbürener Bergplatte bei Osnabrück — bin ich ausgegangen<sup>1)</sup>. Dieser Gebirgsaufbruch bildet eine flache, 15 km lange und bis 5 km breite Erhebung, deren Längsachse west-nordwestlich, parallel den Hebungslinien im Osning-Wiehengebirge gerichtet ist. Ihre Hauptmasse besteht aus Carbon, dessen Flöze abgebaut werden, und in der östlichen Hälfte des Südrandes sowie am Ostende der Bergplatte werden die Eisenerze des Zechsteins gewonnen, wodurch die Randverwerfungen der Erhebung aufgeschlossen worden sind.

Die Carbonschichten sind flach gefaltet, wie dies aus Figur 1 zu erkennen ist, und zwar so, daß die Achsen der Falten der Längsachse der Bergplatte und damit auch dem Hauptstreichen im Osning-Wiehengebirge gleich, d. h. hercynisch, gerichtet sind. Daraus folgt die Gleichaltrigkeit dieser Faltung mit der Bildung der Bergplatte und des Osning-Wiehengebirges, die nach Ablagerung des größten Teils der Kreideschichten entstanden.

Zu der Faltung, die mit einer Verkürzung der Erdrinde quer zum Streichen verbunden war, stimmt ausgezeichnet, daß ich im östlichen Teile des Südrandes der Bergplatte, im Gebiete der Erzgruben, Pressungsverwerfungen feststellen konnte, die unter die Bergplatte einfallen. Auch am Nordrande ließ sich an einer Stelle das Einfallen einer Verwerfung unter das Gebirge, hier also nach Süden erkennen. Im übrigen sind die Aufschlüsse ungenügend oder es fehlen solche überhaupt, jedoch wird durch den Umstand, daß in den gut aufgeschlossenen und noch fahrbaren Teilen der Gruben die Mehrzahl der streichenden Brüche unter die Bergplatte einfällt, wahrscheinlich gemacht, daß auch in den übrigen Teilen der Randzone die Brüche sich ähnlich verhalten. Hierfür spricht

---

<sup>1)</sup> Vgl. E. HAARMANN: Die Ibbenbürener Bergplatte, ein „Bruchsattel“. BRANCA-Festschrift, Leipzig 1914, S. 324—372.

auch der von der Bergplatte nach außen gebogene Verlauf der Randverwerfungen im geologischen Kartenbilde, wie er überall am Nord- und Südrande zu erkennen ist.

Am Ost- und Westende der Bergplatte sinkt die Aufsattelung unter die jüngeren Schichten ein, wobei die Schichten durch strahlig auseinanderlaufende Brüche zerteilt werden.

Bei den das Gebirge durchsetzenden Querverwerfungen liegt immer das Hangende tiefer, sie sind also Dehnungsverwerfungen.

Alle diese Erscheinungen scheinen mir wesentlich aus einer Ursache erklärt werden zu müssen: aus seitlicher Zusammensetzung. Diese faltete zunächst die Schichten, wobei in ihnen Längsrisse entstanden, die senkrecht oder annähernd senkrecht zur jeweiligen Krümmungssperipherie der Falten die Schichten durchsetzen. Sie mußten in den Sätteln nach oben „klaffen“, was so zu verstehen ist, daß die Spalten nur gelegentlich und stellenweise offen blieben; im allgemeinen werden hangende Gebirgstteile schon bei der Aufpressung des Sattels in diese Zerrspalten an Sprüngen eingesunken sein. In den Mulden mußte das Gestein nach unten durch die Risse bis zu gewissem Grade gelockert werden.

Der weiterwirkende Druck preßte sodann aus den Falten einzelne der keilförmigen Bogenstücke aus, und zwar in den Sätteln nach oben, in den Mulden nach unten, soweit hier die Unterlage nachgeben konnte. War diese plastisch, so kam sie bei der Faltung unter Druck, und daher sehen wir, daß gerade in den Mulden plastische Gesteine (Schieferton, Salz, Magma) aufgetrieben werden.

Diese mit Bruchbildung so eng verbundene Art der Faltung nannte ich Bruchfaltung, aus der sich Bruchsättel und Bruchmulden ergeben. Die dabei entstehenden Brüche — Faltenbrüche — können solche sein, bei denen das Hangende tiefer liegt (normale Verwerfungen, Dehnungsverwerfungen, Sprünge), oder solche, bei denen es höher liegt (abnorme Verwerfungen, Pressungsverwerfungen, Überschiebungen). Da die bisherigen Bezeichnungen teils unzutreffend sind, teils einen Vorgang ausdrücken, so habe ich im Bedürfnis nach Eigenschaftsworten, welche nur den Zustand ausdrücken, die sich bei Bruchfaltung bildenden Faltenbrüche als „hangend-tiefere“ und „hangendhöhere“ bezeichnet<sup>1)</sup>. Beide entstehen

<sup>1)</sup> Herr Professor Dr. K. SCHEFFLER in Braunschweig war so liebenswürdig, mir über die Bildung dieser Worte mitzuteilen, daß sie zwar etwas ungewöhnlich ist, weil sich der grammatische Hauptbegriff des Eigenschaftswortes, d. h. der zweite Bestandteil, nicht auf das



# Tektonisches Bild der Ibbenbürener Bergplatte

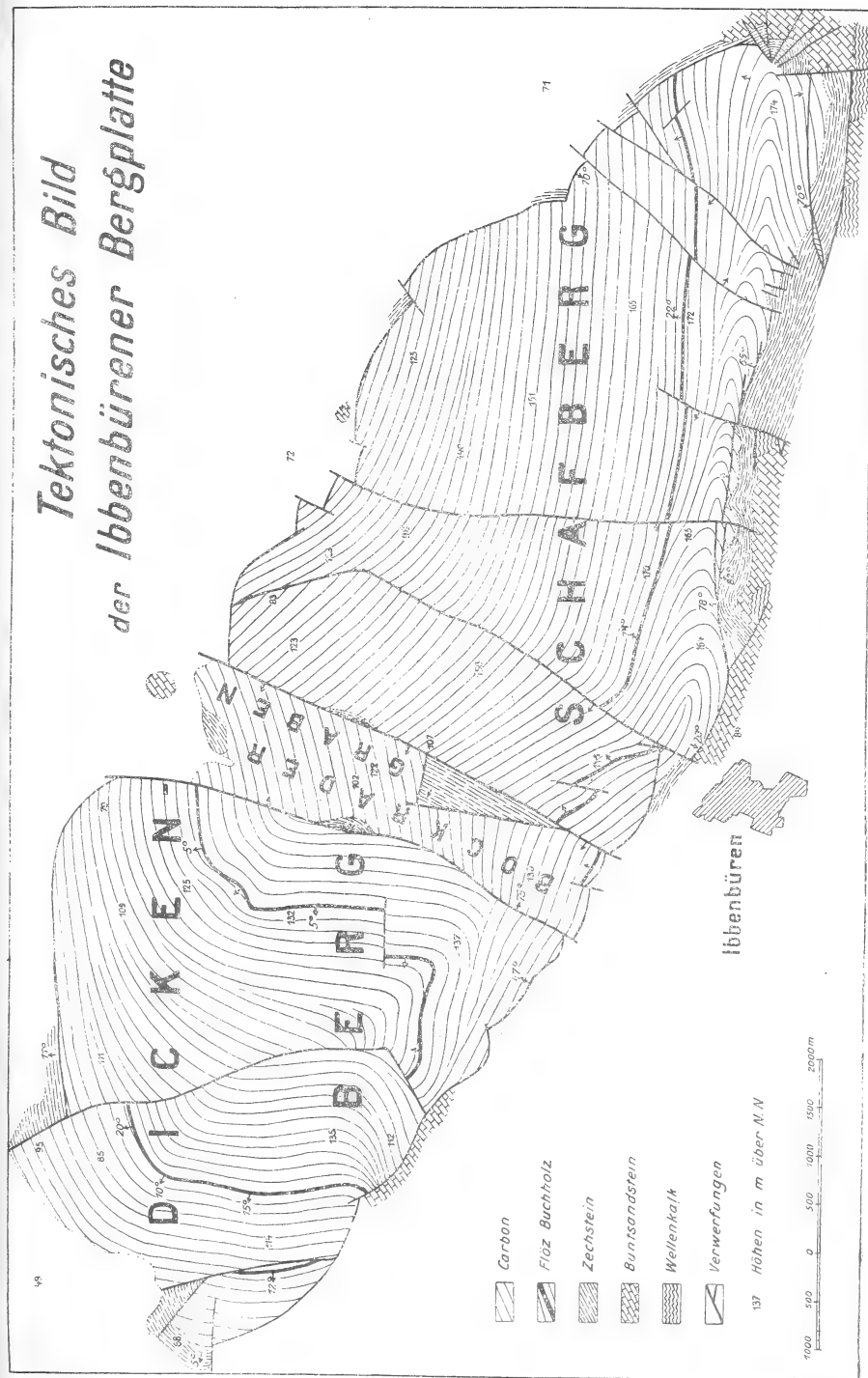


Fig. 1.

durch ein und denselben Vorgang: durch seitlichen Zusammenschub.

Überall in Nordwestdeutschland — soweit es das saxonische Faltungsfeld umfaßt — sehen wir den oben geschilderten entsprechende Verhältnisse wieder: neben hangendtieferen Faltenbrüchen, aus denen man zu Unrecht auf weitwirkende Zerrung der Erdkruste schloß, finden wir zahlreiche hangendhöhere, und diese um so mehr, je ausgedehnter die Aufschlüsse durch Bergwerke und Bohrungen werden. Bekannt ist die Osning-„Überschiebung“, und ganz besonders sind in letzter Zeit durch den Kalibergbau Verwerfungen aufgeschlossen worden, welche unter die Aufpressungen einfallen. Ich erinnere noch an die einwärtsfallenden Störungen am Nordrande des Harzes, am Nord- und Südrande des Thüringer Waldes und an den Rändern mancher der kleineren Gebirgsaufbrüche.

Mit der Zahl genauer Untersuchungen und Aufnahmen vermehren sich die „Überschiebungen“, die hangendhöheren Brüche; immer mehr erweist sich ihre große und allgemeine Verbreitung und dadurch ihre Bedeutung für die Beurteilung des Gebirgsbaus. Hiermit verschwindet das Bild des Schollengebirges, wie man es sich lange von Nordwestdeutschland machte, des Schollengebirges, das in Gegensatz zum Faltengebirge gestellt wird und durch Dehnung der Erdkruste entstanden ist. Daß es sich bei uns um ein solches nicht handelt, und nicht einzelne Schollen als Horste stehen blieben, während andere grabenförmig einsanken, zeigen besonders augenfällig jene kleinen Vorkommen älterer Schichten mitten in jüngeren. Auf Blatt Peckelsheim kommt zum Beispiel nach STILLES Aufnahmen in einem Spaltenzuge zwischen jüngeren Schichten Zechstein zutage, den man sich nicht als stehengebliebenen Horst im Schollengebirge, wohl aber als ausgepreßten Kern im Bruchfaltengebirge vorstellen kann. Nach der von mir gewonnenen Auffassung müßte ich die Profile im östlichen Vorlande der Egge anders entwerfen, als dies STILLE getan hat, und zwar etwa so, wie ich es in Fig. 3 im Vergleich mit einem STILLESchen Profil, Fig. 2, dargestellt habe. Bei

Hauptwort (Verwerfung) bezieht, sondern auf den ersten Bestandteil des Eigenschaftswortes. Es gibt jedoch einzelne Fälle, die als Vorbilder für jene „etwas kühne Art der Wortbildung“ angesehen werden können, nämlich einige Zusammensetzungen mit „frei“: ein fußfreies Kleid, ein handfreier Wettermantel, ein rückenfreier Platz. Denn ein fußfreies Kleid ist ein solches, bei dem die Füße frei sind usw. Dem entspricht ganz genau die hangendhöhere Verwerfung, als eine Verwerfung, bei der das Hangende höher ist oder liegt. Herr Professor SCHEFFLER empfiehlt mir schließlich, „die Wörter getrost anzuwenden“.

guten Aufschlüssen beobachtet man in der Natur nicht — wie ich es in dem Entwurf darstellen mußte — einzelne, tief hinunter setzende Brüche, sondern Verwerfungszonen, deren einzelne Spalten vielfach flacher einfallen als angegeben.

Wenn unter Zerrung nicht lediglich ein Auseinanderfallen der Gesteine infolge von Schwerkraft, sondern die Dehnung größerer Krustenteile durch Zugspannungen verstanden wird, so muß betont werden, daß die Gesteine eine viel zu geringe Zugfestigkeit haben, um Zugspannungen fortpflanzen zu können, so daß die Entstehung eines Gebirges auf diese Weise nicht denkbar ist. Sinkt eine Scholle infolge ihrer Schwere ein, so

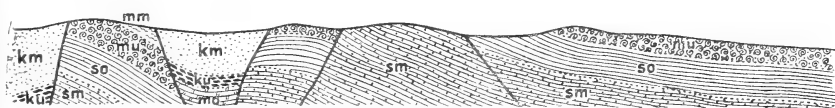


Fig. 2.

Profil aus dem östlichen Vorlande der Egge (nach STILLE):  
ein Dehnungsprofil, das mit der Ansicht von der Faltung  
in Widerspruch steht.

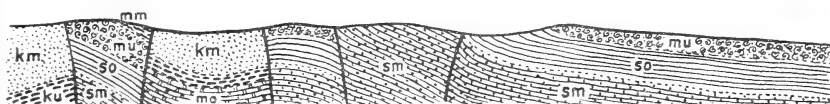


Fig. 3.

Entwurf eines Profils bei denselben Verhältnissen über Tage,  
übereinstimmend mit der Auffassung von Zusammenschub oder  
Faltung: ein Pressungsprofil.

wird sie in einen engeren Raum gezwängt; es tritt Raummangel oder Materialüberschuß ein, und die Folge sind Stauungserscheinungen, zum mindesten und vorwiegend an den Rändern der Scholle.

Die Veranlassung zu der Annahme weitwirkender Zerrung als Ursache für die Entstehung von Schollengebirgen war augenscheinlich das Auftreten hangendtieferer Brüche. Es wurde schon gezeigt, daß die streichenden von diesen bei Bruchfaltung entstehen müssen, aber auch die querschlägigen fügen sich als notwendiges Glied in den dargelegten gebirgsbildenden Vorgang. Ungleichheiten in den gepreßten Schichten, zurückgehend auf verschiedene Ablagerungsbedingungen und besonders auf die Wirkungen vorhergehender Krustenbewegungen,

sowie ungleich stark wirkender Druck waren die Ursachen, daß bei Bruchfaltung nicht weithin im Streichen gleichmäßig gebaute Aufpressungen emporgewölbt, sondern an den Achsen die Schichten ganz verschieden hoch aufgepreßt wurden. Die Querverwerfungen, welche diese ungleich gehobenen Gebirgsteile gegeneinander begrenzen, müssen notwendigerweise hangendtiefer sein. Die ursprünglich etwa wagrecht liegende Schichtenfolge wurde bei der Auffaltung in Querstreifen geteilt, die nicht nur gegeneinander verschieden hoch gehoben wurden, sondern auch für sich im Längsschnitt geneigte Lage annahmen. Dadurch mußten Lücken (= Materialmangel oder Raumüberschuß) entstehen, da natürlich eine Raumverkürzung im Längsprofil bei Bruchfaltung nicht stattfinden konnte. Diese Lücken konnten aber nur durch hangendtiefere Brüche ausgeglichen werden, wie dies in Fig. 4 dargestellt wurde.



Fig. 4.

Schema eines Längsschnittes bei Bruchfaltung,  
ein Dehnungsprofil.

Wenn Ungleichheiten in der Zusammensetzung und Lagerung der gepreßten Schichten eine verschieden hohe Aufpressung an den Achsen verursachten, so ist klar, daß diese selbst nicht weithin ohne Unterbrechung durchstreichen konnten, da die aufpressungsgeneigtesten Punkte keine gerade Linie quer zur Druckrichtung bildeten; nur zufällig konnte dies auf eine Strecke weit der Fall sein. Die Achsen sind daher an hangendtieferen Querbrüchen abgesetzt.

Bei vielen der Gebirgsaufbrüche im saxonischen Bruchfaltengebirge verlaufen die Randbrüche nur streckenweise am Rande des heutigen Gebirges und ziehen sich vielfach in einiger Entfernung im Vorlande hin, so daß dieses bis dorthin geologisch noch der Aufpressung zugehört. Am Rande der Erhebung selbst findet man dann flaches Auflager der jüngeren Schichten. Diese Verhältnisse werden sich ergeben, wenn bei der Aufpressung eine Gebirgsscholle kantet; der obere Teil findet dann weniger Widerstand, und hier bilden sich jene Erscheinungen, aus denen man häufig auf einseitigen Druck hat schließen wollen, während die Beobachtungen in ihrer Gesamtheit dazu führen, zweiseitigen Druck anzunehmen.

Als Ursachen der sich in Faltung und hangendhöheren Verwerfungen zeigenden Raumverkürzung der Erdkruste sahen wir seitlichen Druck an und führten auf diesen die Aufpressung einzelner Bogenteile aus den Falten zurück. Wenn nun der Einwand erhoben wird<sup>1)</sup>, daß die geringe Druckfestigkeit der Gesteine die Aufpressung von Erdrindenteilen nicht erlaubte, so mag dies für die größeren Gebirgsaufbrüche gewisse Berechtigung haben, und man wird daher wenigstens für diese die Mitwirkung auftreibenden isostatischen Drucks in Rechnung ziehen müssen.

Woher der Seitendruck kam, vermögen wir nicht unmittelbar aus Beobachtungen zu entnehmen. Mit andern bin ich der Ansicht, daß er sich aus dem Einsinken größerer Rindenteile ergab und somit auf die Wirkung der Schwerkraft zurückgeht.

Zur Diskussion sprechen die Herren GRUPE, KRUSCH, TIETZE, ZIMMERMANN I, RAUFF und der Vortragende.

Zu dem Vortrage des Herrn HAARMANN über den Bau von Nordwestdeutschland führt Herr GRUPE folgendes aus:

Den allgemeinen Schlüssen, die Herr HAARMANN aus seinen Spezialstudien an der Ibbenbürener Bergplatte zieht, daß nämlich unser norddeutsches „Schollengebirge“ in Wirklichkeit unter dem vorwiegenden Einflusse faltender, horizontal wirkender Kräfte entstanden ist — wie dies neuerdings wieder vor allem STILLE in seinen Arbeiten betont —, kann ich nach meinen Erfahrungen nur zustimmen. Es haben ja die Tiefbohrungen der letzten Jahrzehnte gezeigt, daß viele unserer bedeutenderen Bruchlinien Überschiebungen oder vielleicht z. T. auch, um im Sinne HAARMANNs zu reden, hangendhöhere Verwerfungen sind, denen zufolge die aus älteren Schichten bestehenden Horste als sog. „Aufpressungshorste“ auf die aus jüngeren Schichten gebildeten Massive überschoben sind, so z. B. die Zechstein-Buntsandsteinhorste der Ahlsburg, des Elfas, Homburgwaldes und Voglers auf das Solling-Massiv und sein jungtriassisches Vorland. Hierher gehören weiter auch die an den Bruchrändern unserer mitteldeutschen Gräben vielorts aufgepreßten Schollen von älterem Gestein, z. B. von Zechsteindolomit, oder der von HAARMANN besonders erwähnte „eruptive Röt“ ZIMMERMANNs, und es dürfte wohl kaum einen

---

<sup>1)</sup> Vgl. K. ANDRÉE: Über die Bedingungen der Gebirgsbildung, Berlin 1914, S. 7f.

Geologen mehr geben, der diese lokal beschränkten Vorkommen von älteren Schichten als echte Horste ansieht, d. h. als Horste, die gegenüber den angrenzenden normal gelagerten und weit ausgedehnten Schichtentafeln stehen geblieben sein sollen. Es hat sich ferner die alte Ansicht von KLOOS bestätigt, daß von den beiden Leinetalflügeln, die im Bereiche des mittleren Leinetals den Gebirgsbau charakterisieren, der eine, und zwar der östliche, auf den anderen, den westlichen, überschoben ist, und nach den neueren Untersuchungen von RENNER<sup>1)</sup> ist außerdem im tieferen Untergrunde des Leinetals noch eine dritte tektonische Scholle, aus Buntsandstein bestehend, vorhanden, auf die längs einer nur schwach geneigten Fläche das Salzgebirge des Westflügels hinaufgedrückt worden ist. Das alles sind natürlich Erscheinungen, die entschieden die Wirksamkeit von Faltungs- und Hebungsvorgängen im norddeutschen Gebirgslande dartun.

In dieser Auffassung bin ich in neuester Zeit besonders noch durch meine Studien am Hildesheimer Walde, jener großen, südlich Hildesheim gelegenen Trias-Antiklinale, bestärkt worden. Nach den Resultaten der Tiefbohrungen sind auch hier die großen streichenden Störungen, die den östlichen Teil des Hildesheimer Waldes, und zwar im Nord- und Südfügel sowie entlang der Sattelachse durchziehen, Überschiebungen, denen zufolge die eine Zechstein-Buntsandsteinscholle auf die andere überschoben ist. Und noch eine zweite Erscheinung ist für die vorliegende Frage charakteristisch. Die Schichten des Hildesheimer Waldes sind nicht nur vielfach stark gestört und steil aufgerichtet, sondern auch gelegentlich in ausgeprägte Falten gelegt, und zwar sowohl im Bereiche der leichter deformierbaren Lias- und Keuperschichten wie aber auch im Bereiche der starren Muschelkalkbänke, und zeigen damit auch ihrerseits die Wirkungen horizontalen Gebirgsdruckes an. Diese Erscheinung wirft aber zugleich ein besonderes Licht auf die Frage nach der Entstehung unserer Salzhorste, die ja auch im Hildesheimer Walde den Kern des Sattels bilden und bergmännisch erschlossen sind. Das Salzgebirge kann in solchem Falle nicht durch den Belastungsdruck der — ja selbst aufgerichteten und gefalteten — Deck-

---

<sup>1)</sup> RENNER, Gebirgsbau und Salzlager im mittleren Leinetal. Archiv für Lagerstättenforschung der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1914, Heft 13.

<sup>2)</sup> O. GRUPE u. W. HAACK, Zur Tektonik und Stratigraphie des Hildesheimer Waldes. 7. Jahresber. d. niedersächs. geol. Vereins in Hannover 1914, S. 145 ff.

gebirgsschichten (im Sinne HARBORTS), geschweige durch dem Salze innewohnende Kräfte (im Sinne von LACHMANN-ARRHENIUS) emporgetrieben sein, sondern es ist der Kern eines regelrechten Faltungssattels, und durch dieselben Kräfte wie auch das Deckgebirge gefaltet und disloziert worden, wenn es auch infolge seiner hohen Plastizität der Einwirkung des Gebirgsdruckes besonders leicht hat nachgeben können und dadurch in besonders starkem Grade deformiert worden ist.

Der Überschiebungscharakter der Störungen ist bei Mangel an Aufschlüssen natürlich nur schwer festzustellen, und damit dürfte es zusammenhängen, daß STILLE in seinen Profilen eine Darstellung der Dislokationen angewandt hat, die, wie Herr HAARMANN bemängelt, nicht immer mit seiner Auffassung über die Entstehung der Tektonik durch Faltungsdruck im Einklang steht, und die noch in jüngster Zeit Herrn LACHMANN in dieser Zeitschrift (Monatsber. 1914, S. 227 ff.) Veranlassung gegeben hat, damit STILLES saxonische Faltung zu bekämpfen und überhaupt abzulehnen. Dieser Versuch LACHMANNs ist aber durchaus verfehlt, und dessen Einwände ändern nach meiner Überzeugung nichts an der Richtigkeit der STILLESchen Auffassung über den Charakter und die Entstehung der deutschen Mittelgebirge.

Herr KRUSCH hebt den Unterschied in der Auffassung des Vortragenden und des Herrn TIETZE hervor. Herr HAARMANN will die tektonischen Erscheinungen der Ibbenbürener Bergplatte ausschließlich mit Hilfe der saxonischen Vorgänge erklären, während Herr TIETZE im allgemeinen mit der varistischen Faltung auszukommen glaubt, wenn er auch die Grenzverwerfungen als etwas jünger annimmt als die Quersprünge des Bergmassivs.

Herr H. wurde durch die STILLESchen Arbeiten angeregt, die zur Zeit der TIETZESchen Aufnahmen noch nicht veröffentlicht waren. Der Inhalt der H.schen Ausführungen stellt eine Revision der allgemeinen STILLESchen, angewandt auf das Ibbenbürener Beispiel, dar.

Die herzynisch streichende Längsrichtung der Ibbenbürener Bergplatte läßt sich nach K. nicht mit varistischen Vorgängen in Einklang bringen, da deren Verwerfungen in der Regel mehr oder weniger nördlich streichen.

Die Schwäche der Erklärungsversuche H.s und T.s liegt darin, daß beide alle Erscheinungen als im allgemeinen gleichzeitig auffassen. Man dürfte aber kaum Fehl gehen, anzunehmen, daß die Querverwerfungen der Bergplatte ein wesent-

lich anderes und zwar höheres Alter haben, als die die Platte begrenzenden Verwerfungen. Mit großer Wahrscheinlichkeit ist entsprechend den Störungen im Westfälischen Steinkohlenbecken anzunehmen, daß die quer zur Bergplatte verlaufenden Sprünge varistisches Alter haben, während die Grenzverwerfungen wesentlich jünger sind und mutmaßlich zur Zeit der saxonischen Vorgänge entstanden.

Der von Herrn H. betonte Sattelbruch würde eine keilförmige Gewölbeausquetschung darstellen, für die es zweifellos Beispiele in Deutschland gibt, wenn auch die Widerstandsfähigkeit der Konglomeratschichten von Ibbenbüren zur Vor-sicht mahnt.

Daß wir im Norden des Beckens von Münster mit jüngeren als varistischen tektonischen Bewegungen rechnen müssen, beweisen auch BÄRTLINGS und meine Untersuchungen in der Nähe der holländischen Grenze, wo sich eine jüngere, vortertiäre ostwestlich gerichtete Faltung, die K. früher als „holländisch-Salm Salmsche“ bezeichnete, bemerkbar macht.

Herr O. TIETZE bemerkte: Der Ibbenbürener Schafberg eignet sich absolut nicht zur Verwendung als Beweismaterial für die theoretischen Ausführungen des Herrn HAARMANN über die Entstehung sog. Bruchsättel. Vorredner setzt einen stark gewölbten Sattel voraus; in der Tat bildet das Carbon in dem angezogenen Beispiel in der östlichen Hälfte des Berges eine mit wenigen (15—2 Graden) gegen Norden geneigte Platte von 3—4 km Breite, deren schwache sattelförmige Wölbung sich nur am Südrand der Platte findet und dort eine ganz unbedeutende Rolle spielt. Den Westteil des Berges zerspaltet eine Reihe nordsüdlicher Verwerfungen, die an und für sich mit der Theorie eines von Süden und Norden auf die Platte wirkenden Druckes kaum vereinbar sind; dagegen sind sie für eine andere Erklärung der geologischen Geschichte des Schafberges von um so wesentlicherer Bedeutung. Aus der Verfolgung eines in den fiskalischen Gruben vielfach aufgeschlossenen und abgebauten, durch Bergmittel typisch gekennzeichneten Flözes ergibt sich, daß die Platte durch eine in etwa nordsüdlicher Richtung streichende Hauptverwerfung in zwei Teile derart zerlegt ist, daß deren östlicher Teil gegen den westlichen voraussichtlich um mehrere Kilometer ins Liegende verworfen wurde, während der westliche durch parallele Verwerfungen in nach Westen geneigte Schollen zerfiel. Somit müssen ältere Verwerfungen bestanden haben, die durch spätere in hercynischer Richtung verlaufende geschnitten wurden, durch die



zugleich der nordwest-südöstliche Verlauf des Schafberges so, wie er sich heute noch heraushebt, in seinen Grundzügen bereits vorgeschrieben wurde<sup>1)</sup>. Es läßt sich also nicht, wie Herr HAARMANN auszuführen versuchte, die geologische Entstehung des Schafberges durch einen einmaligen tektonischen Vorgang erklären.

Leider hat Herr HAARMANN seine Beobachtungen, auf die er seine Theorie von den dem Berge zufallenden Verwerfungen begründet, im Vorland des eigentlichen Schafberges, in dem durch zahlreiche richtungslos abgesunkene Carbon- und Zechsteinschollen geführten Permer Stollen und seinen Querschlägen ausgeführt, die sich in respektabler Entfernung von der weiter nördlich gelegenen Hauptstörungszone halten. Dazu kommt die Unvollständigkeit seiner Beobachtungen, indem er nur solche verwertet, die zu seiner Theorie passen (man vergleiche hierzu S. 333 u. 334 in seiner angezogenen Arbeit).

Schließlich vermißt man in den in keiner Weise überzeugenden Ausführungen des Herrn HAARMANN eine Erklärung dafür, daß bei dem von ihm vorausgesetzten, von N und S auf die Gebirgsmassen gleichzeitig wirkenden Druck zugleich „ähnlich dem Schlußstein eines Gewölbes“ Massen emporgedrückt (emporgesattelt) werden, während ein Teil zur selben Zeit senkrecht absinkt, und ferner eine Erklärung dafür, daß das Ergebnis dieses tektonischen Vorganges, die durch die Zerrung entstandenen Spalten, in NS-Richtung und nicht quer dazu verlaufen.

Zu der bereits erschienenen Arbeit wird im Jahrbuch der Kgl. Geol. Landesanstalt eine ausführlichere Erwiderung erscheinen.

Herr E. ZIMMERMANN I wies auf den von Herrn J. WALTHER im vorigen Jahre vorgeführten „orogenetischen Spaltenapparat“ hin und betonte, daß in diesem eine typische „Schollenlandschaft“ durch seitlichen Druck in „Horste“ und „Gräben“ zerschoben wird. Ähnlich stelle er sich den Bau des thüringischen Triasbeckens vor: Dieser werde beherrscht durch große ebene oder nur schwach nach unten oder oben durchgebogene Schollen, die man nicht oder nur als äußerst

---

<sup>1)</sup> Dieser Meinung habe ich bereits in meiner Arbeit über das Ibbenbürener Steinkohlengebirge (Jahrbuch der Kgl. Geol. Landesanstalt für 1908, XXIX, T. II, H. 2, S. 341) Ausdruck gegeben: „Diese Störung muß stattgefunden haben, ehe die Loslösung des Horstes aus dem Nebengestein erfolgte —“.

schwach gefaltet bezeichnen könne. Alle Bilder kräftiger Faltung seien dort auf die bei den Auf- oder Abwärtsbewegungen sich quetschenden Ränder der einzelnen Schollen beschränkt und stellten zusammen mit den ebenda sich häufenden Brüchen die bezeichnenden „Störungszonen“ dar. Eine solche auf eine Flexur zurückzuführende Schollenrand-Störungszone sei es auch, in der auf den Blättern Plau und Stadtilm die von ihm zuerst beschriebenen Röt aufpressungen vorkommen, die nach ihrem Auftreten und ihrem Größenmaßstab an Eruptivgesteins-Gänge erinnern und auf die Herr HAARMANN Bezug nehme. Die Bezeichnung „eruptiver Röt“ solle ja auch nichts anderes als „emporgepreßter Röt“ bedeuten.

Außerdem erinnerte Herr ZIMMERMANN daran, daß es für Verwerfungen mit tieferem und solche mit höherem Hangenden außer den Namen „normale Verwerfungen“ und „anormale Verwerfungen oder Überschiebungen“ auch noch ältere, kürzere, eindeutige, hypothesenfreie Bezeichnungen gäbe, nämlich „Sprünge“ und „Übersprünge“. Da diese schon von VON CARNALL und zwar in seinem klassischen Buche über „Sprünge im Steinkohlengebirge“ aufgestellt seien, hätten sie den Vorzug älteren Rechtes und wären ebenso leicht verständlich, wie die nicht dem gewöhnlichen Sprachgebrauch entsprechenden und darum einer erstmaligen Erläuterung bedürftigen, aber — das sei zuzugeben — nicht sprachwidrig gebildeten HAARMANNschen Namen „Hangendtieferer und Hangendhöherer Verwerfungen“.

Herr RAUFF warnt davor, die geologische Nomenklatur ohne Not durch neue Ausdrücke zu beschweren. Für die von Herrn HAARMANN vorgeschlagenen, umständlich langen Bezeichnungen „Hangendtieferer und Hangendhöherer Verwerfungen“ — deren sprachlich richtige Bildung, nebenbei bemerkt, mindestens zweifelhaft ist — haben wir in „Sprung“ und „Wechsel“ gute alte Wörter der Bergmannssprache, die auch den Geologen wohlbekannt und geläufig sind (GUEMBEL, Grundzüge der Geologie, 1888, S. 261; HEISE u. HERBST, Lehrbuch der Bergbaukunde, Bd. I, 1908, S. 18, 27; KAYSER, Lehrbuch d. Allgem. Geologie, 4. Aufl., 1912, S. 194, 198; etc. etc.). Will man das Wort „Überschiebung“ da vermeiden, wo man den Sinn der Bewegung nicht kennt, durch die die betreffende Verwerfung entstanden ist, so nennt man diese einen „Wechsel“. „Sprünge“, „Wechsel“ und „Blätter“ sind die drei Hauptarten der mit Zerreißung verbundenen Gebirgsstörungen. Mit jedem dieser Wörter ist ein

eindeutiger Begriff, eine ganz bestimmte räumliche, von allem Hypothetischen freie Vorstellung verbunden. Es bedarf deshalb keiner neuen Namen dafür.

Herr HAARMANN bemerkte: Das von Herrn ZIMMERMANN angeführte Modell JOH. WALTHERS stimmt ebenso wie dessen Ansichten über die Tektonik Nordwestdeutschlands<sup>1)</sup> ganz mit meiner Auffassung überein. In WALTHERS Modell fallen die Randbrüche der Horste nicht von diesen ab, wie es bei den Gebirgen der Fall ist, die man bisher als Schollengebirge bezeichnete und die auch ich, wie ich ausdrücklich bemerkte, darunter verstand, sondern die Horste sind „Keilhorste“, die Gräben „Keilgräben“.

Die verhältnismäßig schmalen, stark gefalteten und gestörten Zonen zwischen weithin flach gelagerten Schollen sind mit den gefalteten Abscherungsdecken BUXTORFS zu vergleichen.

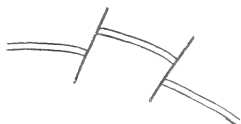
Was die Bezeichnungen hangendtiefer und hangendhöher Verwerfungen angeht, so glaube ich doch, daß ein Bedürfnis für diese vorliegt. Unter „Sprung“ versteht man gewöhnlich nicht nur eine bestimmte Lagerung, sondern man verbindet damit die Vorstellung, daß bei ihm das Hangende abgesunken ist. CARNALLS „Übersprünge“ gebraucht KÖHLER für wagrechte Verschiebungen, für ebendieselben Verwerfungen, welche SUESS Blätter nennt, während KAYSER Übersprung als Decknamen für Überschiebung anführt. Wechsel ist nach meiner Kenntnis und z. B. auch nach KÖHLER, KAYSER und andern ein Deckwort für Überschiebung, wogegen Herr RAUFF dabei nur die Lagerung im Auge hat. Würde ich also diese Bezeichnungen gebrauchen, so würden sie in ganz verschiedenem Sinne aufgefaßt und es würde nur Verwirrung angerichtet werden. So sehr ich überflüssige Wortbildungen vermeiden möchte, so glaube ich doch, mich gegen neue Bezeichnungen dann nicht wehren zu sollen, wenn sie nötig sind und zur Klärung der Sache beitragen, wie es hier nach meiner Überzeugung der Fall ist. Es ist kein Zweifel, daß Überschiebung (oder Wechsel) und Sprung einen scharfen Gegensatz bilden, der aus dem Gegensatz der für ihre Entstehung vermuteten Ursachen herrührt. Dieser ist aber bei Faltenbrüchen nicht vorhanden, da hangendhöhere und hangendtiefer gleichzeitig als Begrenzungen ein und desselben Gebirgstücks entstehen können, wie aus der Textfigur zu erkennen ist, und diese Gleichartigkeit der Brüche bringe ich

---

<sup>1)</sup> JOH. WALTHER: Über tektonische Druckspalten und Zugspalten. Diese Zeitschr. 66, 1914, Monatsber. S. 284—311.

sprachlich durch ein gemeinsames Hauptwort und durch möglichst bezeichnende Eigenschaftsworte zum Ausdruck.

Herrn TIETZE will ich auf die von ihm vorgebrachten Einzelheiten, deren Darlegung und Bedeutung mir nicht immer klar geworden ist, erst dann genauer antworten, wenn die von ihm angekündigte Entgegnung auf meine Arbeit über die Ibbenbürener Bergplatte vorliegt. Hier will ich vor allem den Hauptunterschied zwischen Herrn TIETZES und meiner Auffassung nochmals kennzeichnen. Herr TIETZE meint, die hercynisch gerichtete Faltung in der Ibbenbürener Bergplatte sei variscischen Alters<sup>1)</sup> und sei vor Bildung der heutigen Erhebung vor sich gegangen. Ich dagegen kann nicht verstehen, warum die sonst niederländisch gerichteten Falten des variscischen Gebirges bei Ibbenbüren hercynisch streichen sollen; hier, wo es sich noch dazu um das Ausklingen dieser Faltung handelt. Meine Auffassung geht vielmehr dahin, daß



Hangendtieferer und hangendhöherer Faltenbruch („Sprung“ und „Überschiebung“), gleichzeitig durch einen Vorgang entstanden.

die hercynisch gerichteten Falten in der hercynisch streichenden Bergplatte mit dieser gleichaltrig sind, während ich von vornherein vermute, daß variscische Falten auch bei Osnabrück niederländisch streichen müssen. Wenn daher Herr TIETZE meinen Beweis für diese letzte Vermutung nicht anerkennen will, so ist das für den Zusammenhang meiner Auffassung ohne Bedeutung.

Ich verstehe nicht, was Herr TIETZE damit beweisen will, daß er sagt, am Südrande der Bergplatte träten rote Carbon-

<sup>1)</sup> Nach TIETZE war, ehe die „Carbonscholle“ aus dem „Nebengestein“ gelöst wurde, „die ursprüngliche carbonische Ablagerung bereits gestört worden durch eine Faltung, die jung-carbonisch oder vom Alter der Rotliegendzeit gewesen sein muß. Sie war beim Beginn der Zechsteinzeit abgeschlossen. Diese Faltung erfolgte derart, daß die Sattel- bzw. Muldenlinien von NW nach SO streichen, d. h. also, sie stehen beinahe senkrecht zum Generalstreichen der Falten des Ruhrkohlenbeckens. Die Sattellinie des Piesberger Sattels streicht dagegen fast ostwestlich mit geringer Abweichung nach SW.“ O. TIETZE, Das Steinkohlengebirge bei Ibbenbüren. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1908, II, S. 336 f.

schichten auf, die der hangenden Abteilung des dortigen Carbons angehören. Da noch hangendere Schichten, nämlich Zechstein, Bundsandstein usw. dort in großer Ausdehnung vorhanden sind, so könnte doch in dem Vorkommen dieser Carbonschichten nichts Sonderbares erblickt werden.

Daß der Sattel am Südrande der Bergplatte auf eine kurze Entfernung unterbrochen ist, ändert nichts an dem tektonischen Gesamtbilde. Ich habe mir von der Stelle der Unterbrechung kein klares Bild machen können, da mir die hier stellenweise wegen Wassergefahr sehr beschränkten Aufschlüsse nicht genügten, und ich habe daher einer gewagten Zusammenstellung diese Vereinfachung des Bildes vorgezogen, die für meine Auffassung ohne Einfluß ist.

Herr TIETZE sagte, ich habe auf meinem tektonischen Kartenbilde bei der Darstellung der mit  $70^{\circ}$  nach Süden fallenden Längsverwerfung aus einer Reihe dort nah zusammen auftretender Verwerfungen gerade diese ausgesucht, die andern — nördlich fallenden — dagegen außer acht gelassen. Darauf will ich heute Herrn TIETZE nur antworten, daß meine Darstellung sich ganz genau mit derjenigen deckt, die er auf seiner Karte von eben dieser Stelle gibt!

Über das Altersverhältnis der Längs- und Querverwerfungen bemerke ich, daß auf den Querspalten jüngere Bewegungen stattgefunden haben mögen, ebenso, wie sie auch in der Anlage älter sein können. Ich selbst habe auf wiederholte Bewegungen an den Kluftflächen hingewiesen. Ein Beweis jedoch, daß die Querverwerfungen überhaupt jünger als die Längsbrüche seien, läßt sich nicht erbringen, auch nicht durch den Hinweis darauf, daß die Längsbrüche an den Querbrüchen zu meist absetzen. Dies kann sehr wohl bei gleichzeitigem Aufreißen der quer zueinander verlaufenden Brüche zustande kommen. Wie ich „gleichzeitig“ verstehe, habe ich in meiner angegebenen Arbeit über die Ibbenbürener Bergplatte, S. 352, ausgeführt: „im geologischen Sinne“, d. h. die Schichtenstörungen gehen alle auf eine Wirkungsperiode ein und derselben Ursache zurück, innerhalb deren Dauer sie — wie nicht anders möglich — nacheinander einsetzten. „Erst nach einer gewissen Aufwölbung“ entstanden die mit der Faltung so eng verbundenen Längsverwerfungen und sodann die Querbrüche. Dadurch allein ist das Absetzen jener an den Querspalten vollauf zu erklären. Aber selbst, wenn ich hiervon absehe und die Möglichkeit in Rechnung ziehe, daß die Querbrüche später wieder aufgerissen sind und dadurch das

Absetzen deutlicher wurde, ja, daß ein Teil von ihnen vielleicht überhaupt jüngerer Entstehung ist, so ändert das nichts an meiner Auffassung von dem im wesentlichen gleichen Alter der Längs- und Querbrüche. Wenn nämlich — wie Herr KRUSCH mir zugab — die Ibbenbürener Bergplatte im ganzen eine einheitliche Bildung ist, so bleibt nichts anderes übrig, als daß mindestens die Querbrüche mit bedeutendem Verwurf — sie sind in Figur 1 leicht kenntlich — gleichaltrig mit der Faltung und den Längsbrüchen sind. Denn wären sie jünger, so könnten die an ihnen vor sich gegangenen Bewegungen nicht immer gerade bewirken, daß die Teile nach ihrer Verschiebung ein so geschlossenes und nach außen abgerundetes Gebilde ergeben, wie es die Ibbenbürener Bergplatte tatsächlich ist. Wie sollte wohl der Schafberg gegen den Dickenberg oder gar der östliche gegen den westlichen Teil des Dickenberges grade so absinken können, daß diese einzelnen Schollen nachher zusammen eine stark ausgeprägte geologische Einheit bilden! Diese Verhältnisse wollen sich mir nur so erklären, daß bei der Aufpressung des Carbonkerns Querbrüche entstanden, bei denen jeweils der östliche und der westliche Teil nicht nur verschieden stark gehoben, sondern auch verschiedenartig ausgefaltet wurden. Nur so konnte die in den gemeinschaftlichen Umrissen sich ausdrückende Einheit der ungleich hoch liegenden und verschieden stark gefalteten Schollen zustande kommen.

Theoretisch ist dieser Vorgang durchaus denkbar, wie ja auch die Entstehung von Querbrüchen während der Faltung schon in andern Gebieten nachgewiesen wurde. Ich verweise hier nur auf den westfälischen Kohlenbezirk, wo die Verhältnisse zwar vielfach anders liegen, jedoch für diesen Punkt sehr wohl eine Vergleichsmöglichkeit bieten. H. MEYER<sup>1)</sup> sagte mit Bezug auf die Bickfelder und Unnaer Störung: „Offenbar hat man es hier mit Störungen zu tun, . . . die zu einer Zeit aufrissen, in der die Faltenbildung noch nicht abgeschlossen war, so daß der Rest der Druckphasen hüben und drüben selbständig vor sich ging und zu verschiedener Ausformung führte.“ Das sind also dieselben Vorgänge, wie auch ich sie für die Entstehung der Ibbenbürener Bergplatte annehmen muß.

---

<sup>1)</sup> H. MEYER, Das flözführende Steinkohlengebirge in der Bochumer Mulde zwischen Dortmund und Camen, Glückauf 1906, S. 1169—1186.

Herr ALFRED JENTZSCH sprach über die südliche Fortsetzung des finnischen Schildes (hierzu 1 Textfigur).

Eine der auffälligsten Erscheinungen im geologischen Kartenbilde Europas ist der Finnische Meerbusen, welcher zusammen mit der nordöstlich über den Ladoga- und Onega-See ziehenden Niederung Fennoscandia von der russischen Tafel scheidet: Nördlich des Meerbusens gefaltete algonkische Schiefergesteine (Jatulian), bedeckt von ungefalteten Sandsteinen, Quarziten und Tonschiefern des Jotnian und Eruptivmassen, südlich dagegen fast völlig ungestörte cambrische Schichten, die sich flach, kaum merklich nach Südosten unter silurische und devonische Schichten einsenken. Erst 700 km südlicher, etwa in der geographischen Breite von Marienwerder, tauchen bei Rawanitschi (60 bis 70 km östlich von Minsk) wieder Glaukonitkalk sowie älteste Tone des Untersilur und darunter ein für Ungulitensandstein (also oberstes Cambrium) gehaltenes Gestein aus der verhüllenden Diluvialdecke auf. Man mußte annehmen, daß unter dem Cabrium eine weite, bis in die Nähe des südpolnischen Mittelgebirges sich erstreckende Abrasionsfläche liegt, hatte aber für deren Tiefenlage nur wenige Anhaltspunkte. Als solche sind hauptsächlich zwei Brunnenbohrungen in der Stadt St. Petersburg (jetzt Petrograd) bekannt geworden. GREGOR VON HELMERSEN<sup>1)</sup> beschrieb 1864 ein Bohrloch im Hof der Anstalt zur Herstellung der Staatspapiere (im Narwaschen Stadtteile, also südlich der Newa), wo man bei einer Tiefe von 657 Fuß (also 200 m) nach Durchbohrung eines groben Sandsteins auf rapakiwiartigen Granit stieß; und FRIEDRICH SCHMIDT<sup>2)</sup> berichtet 1897 von einem neuen Bohrloch auf dem Gelände der KALINKI-Brauerei, bei welchem man ebenfalls auf Granit stieß und ein fast 3 m langes Kernstück des letzteren zutage förderte, das dem vom östlichen Finnland, nach dem Ladoga-See zu bekannten Granit entspricht.

Als Gegenstück hierzu erhielt ich im Frühjahr 1914 durch Herrn Bohrunternehmer BIESKE (Königsberg i. Pr.) aus Reval, der bekannten Hafenstadt Estlands, eine Bohrprobe, welche sichtlich gleichfalls dem Grundgebirge entstammt. Nach meiner Untersuchung ist es ein unverkennbarer Gneis, der durch den Bohrmeißel zu einem groben sandähnlichen Gemenge

---

<sup>1)</sup> Bull. de l'Academie Imp. Petersbourg. VII, 1864, S. 171.

<sup>2)</sup> Guide des excursions du VII. Congrès géologique international. St. Petersburg 1897. Darin XXXIV. F. SCHMIDT: Kurze Übersicht der Geologie der Umgebung von St. Petersburg, S. 3—4.

zerschlagen worden ist, aber in den größeren der durchweg splitterig gestalteten Bruchstücke die Längsstruktur, mithin den Charakter eines Glimmergneises, erkennen läßt. Die Probe entstammt nicht etwa einem erratischen Block, sondern anstehendem Gestein, weil sie aus einem 193,5 m tiefen Bohrloche stammt, für welches der Bohrmeister schon von 118,45 m Tiefe ab „Felsen“ verzeichnet. Der „Felsen“, d. h. der Gneis, ist also 75 m mächtig befunden, ohne durchbohrt zu sein.



Gegend von Reval im Maßstabe 1:15 000.

- o 1 = Brunnenbohrung in der Papierfabrik,  
o 2 =       -       in ROTERMANN'S Fabrik,  
o 3 = Brunnen in ROTERMANN'S Villa.

Über die Lage dieses Bohrloches gibt vorstehendes Kärtchen im Maßstabe 1:15 000 Auskunft, welches einen Ausschnitt eines dem Bädeler für Rußland entnommenen Kärtchens darstellt, in welchem 3 Brunnen durch Ziffern bezeichnet worden sind. Davon bedeuten

1. Die Papierfabrik bzw. Zellulosefabrik,
2. ROTERMANN'S Fabrik in der Stadt (in welcher der Gneis erbohrt wurde,
3. ROTERMANN'S Villa an der See.

Reval liegt rund 300 km WSW von Petersburg und knapp 75 km S bis SSW von Helsingfors, nur etwa 50 km südlich



der nächsten finnischen Schäreninsel. Wenn am Ufer der letzteren der Fels bei der Meereshöhe 0 ansteht und dieser in Reval bei 118,45 m unter dem Gelände, also etwa 110 bis 115 m tief unter dem Meeresspiegel, erbohrt wird, so ergibt dies für die vorcambrische Abrasionsfläche ein Gefälle von 110 bis 115 m auf 50 000 m, d. h. auf das Kilometer nur 2,2 bis 2,3 m oder eine Neigung von etwa 1 : 450 aus Norden nach Süden.

Das Petersburger Bohrloch ist etwa 80 km vom nächsten Aufschlusse des Wiborger Granits entfernt, ergibt mithin für letzteren ein Einfallen von 200 auf 80 000, d. h. auf das Kilometer etwa 4 m oder eine Neigung von rund 1 : 250 aus Norden nach Süden.

Beide Neigungswinkel gehören derselben Größenordnung an: beide sind so gering, daß sie im Gelände dem betrachtenden Auge fast unmerklich wären, und daß sie auch unter den Gefälleverhältnissen unserer Eisenbahnen bleiben.

So stimmen also beide Tiefenzahlen trefflich zu dem Bilde einer sanftgeneigten Abrasionsfläche, auf welcher das Cambrium der russischen Tafel ungestört sich unter dem Silur und Devon weithin nach Süden verbreitet. Könnte und dürfte man ein gleichmäßiges Fallen annehmen, so würde beispielsweise in dem rund 560 km von Reval nach SW entfernten Königsberg — da dessen Breitenkreis nur etwa 500 km südlich von Reval verläuft — bei etwa 1000 bis 1200 m Tiefe unter dem Ostseespiegel vorcambrischer Fels erwartet werden können. Nun wissen wir aber, daß wenig südlicher, zu Heilsberg in Ostpreußen, erst bei 827 m unter dem Gelände, 740 m unter dem Meeresspiegel, der Jura durchsunken wird und unter diesem im Hinblick auf die von mir<sup>1)</sup> beschriebenen Bohrungen bei Memel in Ostpreußen und Schubín in der preußischen Provinz Posen noch mächtige Schichten von Trias, Perm und Devon lagern, unter denen in der Tiefe wohl noch Silur und Cambrium in mehreren hundert Metern Mächtigkeit zu erwarten sein dürften. So ergibt sich also, daß der vorcambrische Untergrund zwischen Estland und Ostpreußen stärker nach Süden einfällt als von der finnischen Südküste zur Südküste des Finnischen Meerbusens.

Posen, Ostpreußen und die angrenzenden Teile Russisch-Polens entsprechen also einer Gegend des Muldentiefsten im

---

<sup>1)</sup> JENTZSCH: Der vortertiäre Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 72, S. 1, 48 u. Taf. I.

baltischen Palaeozoicum, von wo dessen felsiger Untergrund nach allen Himmelsrichtungen ansteigt. Seine Grenzlinien sind nunmehr: Schwedens Südküste, Reval, Petersburg, die Gegend südöstlich der Rokitnosümpfe bei Shitomir und Owrutsch und eine Untiefe vermutungsweise unter den cambrischen Schichten von Rawanitschi bei Minsk. Von letzterem müssen sie also westwärts bis Heilsberg im Herzen Ostpreußens um mehr als 1000, wahrscheinlich um mehr als 3000 m einfallen auf nur 500 km Entfernung.

Der Finnische Meerbusen ist nur wenig über 100 m, an einer Stelle bis 124 m tief. Nach dem Ergebnis der Revaler Bohrung greift er also mit seinem breiten, fast ebenen Grund gerade hinab bis zu der Tiefe, in welcher Gneis, Granit und andere krystalline Silikatgesteine lagern. Danach scheint es, daß er durch Wegräumung der weicheren cambrischen Schichten gerade bis zur präcambrischen Abrasionsfläche ausgeräumt ist und im allgemeinen nicht allzu tief in deren felsigen Untergrund eingreift. Die Ausräumung ist hauptsächlich den baltischen Eisströmen zuzuschreiben, die gerade von dort den Hauptteil jener untersilurischen und cambrischen Geschiebe entnehmen, welche in den Glazialbildungen Norddeutschlands und der Niederlande eine so bemerkenswerte Rolle spielen.

Ich betrachte hiernach den Finnischen Meerbusen als einen glazialen Trog, der sich — wie so viele durch Wasser ausgebildete Grenztäler — gerade dort eingrub, wo harte Gesteine unter weichere untertauchen.

Über die weicheren Gesteine, welche den Gneis in Reval bedecken und somit zwischen dieser Stadt und der finnischen Küste im Meeresgrund oder unter dessen jungglazialen und alluvialen Absätzen ausstreichen, gibt das Schichtenverzeichnis der in ROTERMANN'S Fabrik ausgeführten Bohrung folgende Auskunft. Nach Angabe des Bohrmeisters durchsank dieser:

7,50 m Schwimmsand . . . . .	bis	7,50 m Tiefe	
10,50 - blauen fetten Ton . . . .	-	18,00	- -
10,00 - gelben sandigen Lehm . .	-	28,00	- -
2,70 - hartgelagerten Ton . . .	-	30,07	- -
0,60 - hellgrünen groben Sand .	-	31,03	- -
4,70 - hellgrünen Sandstein . .	-	36,00	- -
0,75 - hellgrünen Sandstein, sehr hart, mit einigen schw. Gebirgssteinen . .	-	36,75	- -
4,35 - hellgrünen Sandstein, sehr hart . . . . .	-	41,10	- -
9,40 - hellgrünen Sandstein, nicht sehr hart . . . .	-	50,50	- -
21,20 - weißen Sandstein . . . .	-	71,70	- -

3,95 m	Lehm . . . . .	bis 75,65 m Tiefe
3,95	- Sandstein . . . . .	- 79,60 - -
3,95	- Lehm . . . . .	- 83,55 - -
0,61	- Sandstein . . . . .	- 84,16 - -
1,52	- Lehm . . . . .	- 85,68 - -
1,82	- Sandstein . . . . .	- 87,50 - -
0,65	- Lehm . . . . .	- 88,25 - -
1,52	- Sandstein . . . . .	- 89,67 - -
1,52	- Lehm . . . . .	- 91,19 - -
0,61	- Sandstein . . . . .	- 91,80 - -
2,75	- Lehm . . . . .	- 94,55 - -
0,30	- Sandstein . . . . .	- 94,85 - -
0,61	- Lehm, blutrot . . . . .	- 95,46 - -
3,00	- Lehm . . . . .	- 98,46 - -
1,22	- Sandstein . . . . .	- 99,68 - -
3,05	- Lehm . . . . .	- 102,73 - -
0,86	- Sandstein . . . . .	- 103,59 - -
1,52	- Lehm . . . . .	- 105,11 - -
0,30	- Sandstein . . . . .	- 105,41 - -
1,82	- Lehm . . . . .	- 107,23 - -
1,22	- Sandstein . . . . .	- 108,45 - -
2,75	- Lehm, rot . . . . .	- 111,20 - -
1,82	- sehr harten Stein . . . . .	- 113,02 - -
4,57	- Lehm, braunrot . . . . .	- 117,59 - -
0,86	- sehr harten Stein . . . . .	- 118,45 - -
75,05	- „Felsen“, d. h. Gneis . . . . .	- 193,50 - -

Gesteinsproben liegen leider nicht vor. Wir wissen aber aus der Literatur, insbesondere den Angaben von GREWINGK und F. SCHMIDT<sup>1)</sup>, daß bei Reval das Cambrium als „Glint“ nahe an das Meer herantritt, und daß vor dem Glint sich glaziale und alluviale Schichten als niedere, stellenweise von Dünen durchzogene Stufe vorlegen, während auf den Höhen des Glint das Cambrium von den Kalken des Untersilur überragt und bedeckt wird. Danach ist es klar, daß in ROTERMANNNS Bohrloch cambrische Schichten durchsunken worden sind. Ob diese schon bei 10,50 m oder erst bei 30,7 m Tiefe erreicht wurden, kann ohne Gesteinsproben nicht entschieden werden. Von letzterer Tiefe an können wir das Profil kurz zusammenfassen in die zwei Schichtengruppen:

41,0 m	{ 19,80 m grüner Sandstein . . . von 30,70 bis 50,50 m Tiefe	
	{ 21,20 - weißer Sandstein . . . - 50,50 - 71,70 - -	
	36,75 - Sandstein mit Ton	
	wechsellaagernd . . . - 71,70 - 108,45 - -	
	9,00 - rotgefärbte Gesteine . - 108,45 - 117,59 - -	
	0,86 - „sehr harter Stein“ . - 117,59 - 118,45 - -	
	75,05 - Gneis . . . . . - 118,45 - 193,50 - -	

<sup>1)</sup> Guide des excursions du VII. Congrès géologique international. St. Petersburg 1897. Darin XII. F. SCHMIDT: Exkursion durch Estland, S. 1—12.

Es läge nahe, den „grünen Sandstein“ mit den durch F. SCHMIDT als Vertreter des schwedischen Eophyton-Sandsteins aufgefaßten Schichten zu vergleichen, da letztere grüne Körner führen. Doch liegt der Eophyton-Sandstein auf mächtigem „blauen Ton“, welcher im allgemeinen den Fuß des Glint bildet und in Petersburg fast 100 m mächtig befunden wurde. Obwohl es selbstredend auch in der russischen Tafel unzulässig sein würde, auf so weite Entfernung völlig gleichmäßige Ablagerung anzunehmen, ist es doch wohl wahrscheinlicher, daß die in Reval bei 7,5 bis 30,7 m Tiefe durchbohrten, vom Bohrmeister als Ton und Lehm bezeichneten Schichten — oder wenigstens deren tiefste Bank (von 28,0 bis 30,7 m) — bereits dem Cambrium, und zwar dem „blauen Ton“ im Liegenden des Eophyton-Sandsteins angehören. Wäre diese Auffassung zutreffend, so würde die Sohle des „blauen Tons“ in Reval bei 30,7 m unter Tage und 87,75 m über dem Grundgebirge liegen, während sie in Petersburg 388 Fuß unter Tage und 268 Fuß 7 Zoll über dem Grundgebirge liegt. Die letztere Zahl entspricht einer Mächtigkeit von 81,8 m. Wäre unsere Deutung richtig, so würde demnach die Mächtigkeit dieser tiefsten Schichtengruppe des ostbaltischen Cambriums in beiden, 300 km entfernten Städten geradezu überraschend ähnlich sein. Das von G. v. HELMERSEN veröffentlichte Profil der Petersburger Bohrung lautet:

7 Fuß		grobkörniger Sand	} 53 Fuß 1 Zoll Alluvium und Diluvium
7 -		feinkörniger Sand	
17 - 4 Zoll		grauer Lehm	
4 - — -		bläulicher Lehm	
17 - 9 -		grauer Blocklehm	} 25 Fuß 4 Zoll Schichten
8 - 7 -		blauer Ton	
7 - 7 -		Schwimmsand	
8 - 9 -		feinkörniger Schwimmsand	
10 - 5 -		grobkörniger wasserhaltiger Sand	} unbestimmten Alters (vermutl. diluvial? J.)
299 - 7 -		„silurischer“ (d. h. cambrischer) Ton, wechselnd mit Sandstein u. Mergel, enthaltend Bleiglanz, Zinkblende und undeutliche Pflanzenreste, bis 388 Fuß Tiefe unter Tage;	
25 - 6 -		feinkörniger wasserhaltiger Sandstein;	
4 - 8 -		Ton;	
66 - — -		grauer feinkörniger Sandstein mit Lagen oder Nestern von Sphärosiderit;	
15 - 7 -		Ton;	

<sup>1)</sup> v. HELMERSEN: Bull. de l'Academie Imp. Petersbourg VII, S. 145—148, sowie im russischen Akademiebericht. — Deutsch von neuem abgedruckt in FELIX KARRER: Der Boden der Hauptstädte Europäas, Wien 1881, 8°, S. 56.

- 8 Fuß — Zoll Sandstein mit Glimmer;
- 8 - 9 - toniger Sandstein;
- 40 - 4 - lockerer, feinkörniger wasserhaltiger Sandstein, unten grobkörnig;
- 46 - 1 - fetter, grünlichgrauer Ton;
- 5 - 2 - Sand;
- 1 - 1 - Sandstein;
- 14 - — - dunkelgrauer Ton;
- 10 - 9 - Wechsel von Ton und Sandschichten;
- 3 - 5 - wasserhaltiger Sandstein;
- 18 - 3 - grauer Sandstein mit Glimmer, Chlorit und Feldspat.

Darunter bei 656 Fuß 7 Zoll Tiefe: Granit.

Eine 115 m tiefe Bohrung auf der Insel Kokskär erreichte im Jahre 1903 unter einem Os das Cambrium, ohne dessen Untergrund zu erreichen<sup>1)</sup>.

Im April 1914 hat Herr BIESKE an der Papierfabrik (Punkt 1 unseres Kärtchens) mit großem Durchmesser eine Tiefbohrung begonnen, welche bis 180 m Tiefe mit 300 mm lichter Weite geführt werden sollte. Leider ist durch den Krieg diese Bohrung bei 64 m Tiefe unterbrochen worden, und die entnommenen Schichtenproben sind uns vorläufig nicht zugänglich. Immerhin möge das durch die Bohrobmänner STÖRMER und KÄSTER aufgestellte Schichtenverzeichnis hier mitgeteilt sein, da die durch die Firma BIESKE aufgestellten Verzeichnisse verständlich und uns als zuverlässig bekannt sind. Es lautet:

2 m	Sand mit Wasser . . . . .	bis 2 m Tiefe
24 -	grauer Sandstein mit vereinzelt trocknen blauen Tonschichten ohne Wasser . . . . .	- 26 - -
18 -	blauer trockner, fetter Ton . . . .	- 44 - -
18 -	blauer Schieferton . . . . .	- 62 - -

Man irrt wohl nicht, wenn man die Schichten von 2 m bis 62 m Tiefe zum Cambrium rechnet. Dann entsprächen dieselben von 2 m bis 26 m dem Fucoiden- und Eophyton-Sandstein, von 26 m bis 62 m, also 36 m mächtig, dem ältesten, am Fuße des Glinz zutage tretenden „blauen Ton“, welcher den *Olenellus*-Schichten zugerechnet wird. Unter diesen wäre dann der in ROTERMANN'S Fabrik bei 31,3 m Tiefe erreichte hellgrüne Sand bzw. Sandstein zu erwarten.

Wir hoffen, daß die von den Russen kriegsgefangen abgeführten Bohrarbeiter nach Beendigung des Krieges gesund zurückkehren und dann ihre Arbeit erfolgreich fortsetzen

---

<sup>1)</sup> Doss im Korrespondenzblatt des Naturforschervereins zu Riga 56, Riga 1913.

werden. Dann wird es uns möglich werden, die Schichtenproben selbst zu untersuchen und darüber zu berichten. Da dann wahrscheinlich auch in ROTERMANN'S Villa gebohrt werden dürfte, haben wir diese, um einen wiederholten Kartenabdruck zu vermeiden, als Punkt 3 auf dem Kärtchen vermerkt. Vielleicht wird sich dann auch entscheiden, ob die tiefsten über dem Gneis liegenden Schichten noch dem Cambrium oder schon dem Jotnian angehören.

	v.	w.	o.
KRUSCH.		HENNIG i. V.	BÄRTLING.

---

## Briefliche Mitteilungen.

### 26. Über die Fossilführung und Gliederung der Lößformation im Donautal bei Krems.

Von Herrn FRITZ WIEGERS.

Neuhaldensleben, den 18. Juli 1914.

Im dritten Hefte der Monatsberichte dieser Zeitschrift und dieses Jahrganges veröffentlicht Herr MENZEL unter obigem Titel eine vorläufige Mitteilung, in der er auf Grund der Schneckenfauna eine Gliederung vornimmt, die den jüngeren Löß durch ein Interglazial in zwei Teile teilt. Da der Löß des Donautales durch seine Artefaktführung eine gewisse Berühmtheit erlangt hat, so gewinnt die MENZELSche Gliederung dadurch eine größere Bedeutung, als sie auch von Einfluß auf das Alter dieser Kulturschichten wird.

MENZEL stellt fest, daß die Bildung des Lösses im Donautal nicht einheitlich erfolgt ist, sondern einen sechsfachen Faunenwechsel aufweise, wie aus dem von ihm gegebenen Profil hervorgeht:

6. Jüngster Schwemmlehm mit *Xerophila ericetorum* und *Zebrina detrita* usw.

Alluviale Verlehmungszone.

5. Reiner äolischer Löß mit glazialer Fauna.
4. Jüngerer diluvialer Schwemmlehm; zu unterst mit gemäßigter Fauna: *Eulota fruticum*, *Tachea hortensis*, *Helix pomatia* usw.

Jüngere diluviale Verlehmungszone.

3. Reiner äolischer Löß mit glazialer Fauna.
2. Älterer diluvialer Schwemmlehm mit *Eulota fruticum*, *Tachea* usw.

Ältere diluviale Verlehmungszone.

1. Reiner äolischer Löß, stark verfestigt, mit spärlicher (glazialer?) Fauna.

Durch die Fauna der Schicht 4 wird nach MENZEL „auf das schlagendste erwiesen, daß dieser Schwemmlehm und die unter ihm folgende Verlehmungszone (Göttweiger Verlehmungszone BAYERS) aus einer Interglazialzeit, und zwar aus der letzten (Riß-Würm) stammt, während der darüber lagernde äolische Löß sich in einem Abschnitt der Würm-Eiszeit gebildet hat“.

Von der Schicht 2 sagt MENZEL sehr vorsichtig: „Es hat den Anschein, als ob hier ein zweiter Interglazialhorizont vorliegt. Doch bin ich meiner Sache noch nicht gewiß, so daß ich es nicht mit Sicherheit vertreten kann.“

Zum Schluß spricht MENZEL die Ansicht aus, daß von hier, d. h. vom Donautal aus, „am sichersten und klarsten eine Parallelisierung der alpinen mit den nordischen Vereisungen“ gelingen“ werde. —

Diese MENZELSche Deutung des österreichischen Lößprofils fordert die allerschwersten Bedenken heraus; es ist eine Deutung, die nur auf ganz einseitiger Bewertung einiger weniger Landschnecken beruht, und die eine ganze Reihe von anderen wichtigen Faktoren, die zu der geologischen Beurteilung des Lößprofils mit herangezogen werden mußten, unberücksichtigt gelassen hat. —

Die Schnecken, die MENZEL zu der interglazialen Auffassung der Schwemmschicht veranlaßt haben, sind *Eulota fruticum*, *Tachea* (wahrscheinlich) *austriaca* (nicht *hortensis*) und *Helix pomatia*. Unterziehen wir diese drei Schnecken zunächst einer kurzen Betrachtung bezüglich ihrer regionalen Verbreitung.

*Eulota fruticum* ist eine Schnecke, die sich im Diluvium sowohl in den interglazialen Kalktuffen von Taubach und Cannstadt findet, wie im glazialen Löß des Rhône- und Saône-tals, im glazialen piemontesischen Gletscherlehm und nach SANDBERGER des öfteren im Löß. Gegenwärtig kommt *Eulota fruticum* sowohl im arktischen Norwegen<sup>1)</sup>, im eigentlichen Sibirien, in Transbaikalien und in der Umgebung von Irkutsk vor, wie in den Alpen bei Mürren in 1700 m, in Tirol in 4500 Fuß Meereshöhe. M. E. kann diese Art daher nicht als typisch interglazial angesehen werden.

*Tachea austriaca*, nach KOBELT (a. a. O. S. 203) für die deutsch-österreichischen Alpen charakteristisch, ist gegenwärtig zwar durch die Voralpen nach Böhmen und sogar der Elbe entlang bis auf sächsisches Gebiet verbreitet, bleibt aber

---

<sup>1)</sup> W. KOBELT: Studien zur Zoogeographie. Die Mollusken der paläarktischen Region. Wiesbaden 1897.



immer eine alpine Form. Danach dürfte *Tachea austriaca* auch schwerlich als ein Beweis für ein interglaziales Alter herangezogen werden.

*Helix pomatia* ist aus dem interglazialen Kalktuff von Taubach bekannt, soll nach LOCARD im Löß des Rhône- und Saônetales und nach SACCO im piemontesischen Gletscherlehm vorkommen. In Graubünden steigt sie gegenwärtig bis 1600 m empor (KOBELT: S. 188); sie dürfte am ehesten für ein interglaziales Alter sprechen, obwohl es keineswegs ausgeschlossen ist, daß sie sich in jenen östlichen, noch weniger erforschten Donauländern an günstigen Stellen während der letzten Eiszeit gehalten hat. —

Nun ist das MENZELSche „Interglazial“ keine primäre Bildung, sondern eine Schwemmschicht, in deren unterem Teile sich die offenbar von anderer Stelle her zusammengeschwemmten Schnecken angesammelt haben. Es ist daher zunächst nicht einmal bewiesen, daß *Helix pomatia* zur Zeit ihrer Verschwemmung am Donauufer gelebt hat; denn dann müßte man eigentlich erwarten, daß sie sich in der ganzen Schwemmlößschicht vorfände. Es ist durchaus nicht unwahrscheinlich, daß die Schalen von einem höher gelegenen Punkte herabgeschwemmt und von nachfolgendem Schwemmlöß überlagert worden sind.

Unter günstigen Umständen kann sich das ganze „Interglazial“ an einem Tage gebildet haben.

Die Unwahrscheinlichkeit einer Interglazialbildung, die Wahrscheinlichkeit einer ganz gewöhnlichen Verschwemmungserscheinung zur Zeit der Lößbildung erhöht sich bei folgender Betrachtung:

Der Teil des Lösses, den MENZEL als Jüngeren auffaßt, enthält zwei Schwemmmzonen, eine an der Basis, die andere in der Mitte; die untere erklärt MENZEL für „anscheinendes“, die obere für „sicheres“ Interglazial. Da nach allgemeiner Auffassung der Löß glazialen Ursprungs ist, so würde demnach der Jüngere Löß zum oberen Teil in die Würm-Eiszeit, zum unteren Teil in die Riß-Eiszeit fallen. Der liegende Ältere Löß wäre dann mindeleiszeitlich.

Das wären ganz neue Erkenntnisse, die im Gegensatz zu allem bisher Bekannten stehen und daher bei der Fülle des bisher bekannten Beobachtungsmaterials nicht gerade sehr wahrscheinlich sind. —

Über die Lagerungsverhältnisse des Kremser Lösses fehlt in der MENZELSchen Beschreibung alles Nähere, obwohl die Lagerungsverhältnisse außerordentlich wichtig sind. Aus den Beschreibungen, die PENCK (Alpen im Eiszeitalter I, S. 106)

und M. HÖRNES (Der diluviale Mensch in Europa, S. 120) geben, geht hervor, daß nördlich von Krems, an der alten Ziegelei, die 20 m hohe Lößwand mehrere dunkelbraune Lehm-lagen enthält. Diese — vier — Leimenzonen werden schräg abgeschnitten von einer oberen Lößlage, die dem Gehänge folgt, und der auch eine dem Gehänge parallele, also schräg gelagerte Leimenzone eingeschaltet ist. Wir haben also über einem konkordant gelagerten Unteren diskordant einen in sich wieder konkordant gelagerten Oberen Löß. Diese konkordante Lagerung der oberen Leimenzone, parallel dem Gehänge und der Unterkante des Oberen Löß, halte ich für sehr wichtig, da sie für gleichaltrige Entstehung mit dem sie einschließenden Löß spricht. Im Falle einer „interglazialen“ Zwischenlagerung von Schwemmlöß wäre eine Diskordanz zu erwarten, die in der Tat aber fehlt.

Die Annahme einer zur Ablagerungszeit des Lösses erfolgten Verschwemmung ist für den Kenner des norddeutschen Lösses auch die nächstliegende; denn im rheinischen Löß sind Einlagerungen von Geröllschichten oder Schwemmlehm nicht so selten. Wir wissen seit langem, daß die Lößbildung keine kontinuierliche war, sondern daß sie mit Unterbrechungen erfolgte, in denen nicht nur eine teilweise Verlehmung der damaligen Oberflächen einsetzte, sondern durch gelegentliche starke Regengüsse auch Umlagerungen oder Einschwemmungen stattfanden.

In diesen Schwemmlössen des Wagram sind zuweilen auch Wasserschnecken (*Limnaeus obovatus* DRAP.) eingelagert.

Der letzte und stärkste Beweis, der gegen die MENZELSche Auslegung anzuführen ist, liegt in der Paläolithführung der das „Interglazial“ über- und unterlagernden Lößschichten, in denen sich ein ausgezeichnetes, reichhaltiges älteres und jüngerer Aurignacien gefunden hat.

Diese Kulturperiode, die von Österreich bis Frankreich gut bekannt ist, wird von den französischen Prähistorikern, von R. R. SCHMIDT und mir übereinstimmend in die letzte Eiszeit verlegt. Es ist eine Kulturperiode, die in ihren drei Unterabteilungen (Unteres, Mittleres und Oberes Aurignacien) stets von einer kalten Fauna — im Aurignacien der Dordogne kommt sogar der Moschusochse vor — begleitet ist. Im ganzen westlichen und mittleren Europa tritt im Aurignacien an keiner einzigen Stelle eine warme Fauna oder eine interglaziale Zwischenschicht auf. Gerade in Frankreich, wo die drei Unterabteilungen des Aurignaciens so oft lückenlos aufeinander folgen, mit ununterbrochener

Glazialfauna, hätte sich eine wirkliche interglaziale Unterbrechung am schnellsten und stärksten zeigen müssen.

Die Tatsache aber, daß nirgends im Aurignacien ein Interglazial vorhanden ist, dürfte „am schlagendsten“ beweisen, daß auch die Schwemmschicht im Löß von Krems keine interglaziale, sondern eine glaziale Ablagerung ist, trotz der *Helix pomatia*! und daß gar kein Grund zu der MENZELSchen Annahme vorhanden ist, daß unser deutsches Diluvium am besten auf dem Wege über Krems mit dem alpinen Diluvium verglichen werden könne.

Und noch eins spricht gegen MENZEL. Der Löß im Liegenden und Hangenden seines „Interglazials“ ist — auch nach ihm selbst — glazial, entspricht also zwei Eiszeiten. Das in ganz Europa einheitliche Aurignacien wird nach MENZEL danach auf 2 Eiszeiten auseinandergerissen, wodurch das letzte Interglazial zu einer kulturlosen Zeit wird. Diese ganze Folgerung, die MENZELS „Interglazial“ bedingt, wird aber durch alle bisher bekannten Tatsachen widerlegt. —

---

## 27. *Solenopora* im oberdevonischen Kontaktkalk von Ebersdorf bei Neurode in Schlesien.

Von Herrn G. GÜRICH.

Port Said, den 3. Juli 1914.

Da durch LEPSIUS in seiner neuen Lieferung der Geologie Deutschlands die Frage nach dem Alter des Gabbro von Ebersdorf wieder berührt wurde, nahm ich Veranlassung, meine Handstücke von 1902 — 1907 noch einmal zu prüfen. Aus einer Reihe von Dünnschliffen geht hervor, daß einmal die Bank des Kalkes, die unmittelbar auf der Gabbroklippe aufliegt, und eine Bank, tiefer im Bruche gelegen, Gabbrobruchstücke enthält. Die Gabbroklippe ragte also als Fels im Oberdevonmeere empor, bis wohl nahe an die Meeresoberfläche. Das kalkige Sediment, das darauf sich niederschlug, ist erfüllt von Schälchen, Bruchstücken von Crinoiden, Tabulaten, Cyathophylliden, Stromatoporen und von kleinen Knöllchen von sehr wohl erkennbaren Solenoporen, wie sie in letzter Zeit von YABE und ROTHPLETZ abgebildet wurden. Ich werde später

darauf zurückkommen. Heute sei nur noch einmal darauf hingewiesen, daß demnach der Gabbro sicher älter ist als das Oberdevon von Ebersdorf, daß sogar höchst wahrscheinlich die Gabbroklippe als ein Erosionsrest in das Oberdevonmeer hineinragte, also ein erheblich höheres Alter haben muß.

Wenn TANNHÄUSER in dem Sitz.-Ber. d. K. Ak. d. Wiss. Berlin 1907 von einer kontaktmetamorphen Veränderung des Kalkes, hervorgerufen durch das emporbrechende Gabbromagma, spricht, so könnte sich dies nur auf die Bänke des Kalkes beziehen, die älter sind als die oben erwähnte gerölleführende Bank, und von denen ich früher geschrieben hatte, daß sie am Gabbro abstoßen mußten. Ich habe den Aufschluß in seiner besten Zeit wiederholt besucht, habe aber keine Spur von Kontaktmetamorphose gesehen, sondern nur Kalkspatgänge, die sowohl in den Devonkalk wie in den Gabbro hineinsetzen. Nach TANNHÄUSERS Auffassung soll eine untere Reihe von Bänken in einer anscheinend ohne wesentliche Unterbrechung aufeinander abgelagerten Schichtenfolge durch empordringendes Magma kontaktmetamorph verändert worden sein, dieses Magma wäre sofort in Form eines grobkörnigen Gabbros erstarrt und hätte ebenso unmittelbar darauf das Material für die Geröllbank über den metamorphosierten Bänken abgegeben. Diese Auffassung ist an sich höchst unwahrscheinlich; die Existenz des Kontaktkalkes bezweifle ich. Ich halte deswegen nach wie vor den Gabbro für erheblich älter als Oberdevon.

---

## 28. Zum Gedächtnis HENRY POTONIÉ.

Von Herrn F. KAUNHOWEN.

(Mit einem Bildnis.)

Am Mittwoch, dem 28. Oktober 1913, morgens 1 Uhr, entschlief sanft nach langem, schwerem Leiden, noch nicht 56 Jahre alt, in Berlin - Lichterfelde - West der Königliche Landesgeologe, Geh. Bergrat Professor Dr. HENRY POTONIÉ, Dozent für Pflanzenpaläontologie an der Königl. Bergakademie und Privatdozent an der Universität Berlin.

Mit ihm ist viel zu früh ein Mann von umfassendem Wissen und außerordentlicher Arbeitskraft dahingegangen, der bei allem Einzelstudium nie den Blick für das Ganze verlor,

und von dem die Wissenschaft noch große Dienste erwarten durfte.

HENRY POTONIÉ wurde am 16. November 1857 zu Berlin geboren als Kind einer deutschen Mutter und eines französischen Vaters. Sein Vater hatte sich hier als Leiter der deutschen Filiale der Pariser Großfirma POTONIÉ (deren Inhaber der Großvater war) mit einer Berlinerin verheiratet. Im Juli 1862 siedelten die Eltern nach Paris über, und der noch nicht fünfjährige Knabe kam so in ganz neue Verhältnisse und erhielt eine erste rein französische Erziehung; aber diese sollte für ihn keine abschließende sein, denn bereits 5 Jahre später, im Juli 1867, kam er wiederum nach Berlin, das nunmehr seine dauernde Heimat wurde, die er nur noch vorübergehend verließ, und in der er auch das preußische Staatsbürgerrecht erhielt. Selbst der Krieg 1870/71 änderte hieran nichts; denn POTONIÉs Vater ließ beim Ausbruch desselben seine Frau und Kinder in Berlin, das er für den sichersten Ort der Welt hielt.

Die erste rein französische Erziehung wurde infolge dieses Aufenthaltswechsels durch eine deutsche abgelöst. Dieser unvermittelte Wechsel ist dem Knaben, dem während seines Pariser Aufenthaltes das Französische Muttersprache, das Deutsche dagegen fremd geworden war, nach POTONIÉs eigenem Ausdruck nicht leicht geworden und hat ihn besonders die deutschen Schulverhältnisse immer als etwas Fremdartiges empfinden lassen.

Nachdem POTONIÉ von 1867 bis 1873 die Dorotheenstädtische Realschule und dann bis 1878 die Friedrich Werdersche Gewerbeschule besucht hatte, studierte er vom Wintersemester 1878 bis zum Sommersemester 1881 an der Universität Berlin Naturwissenschaften, und zwar vornehmlich Botanik, von der namentlich die Floristik ihn interessierte. Bereits als Student, am 1. April 1880, erhielt er die zweite Assistentenstelle am Königlichen Botanischen Garten in Berlin und wurde damit gleichzeitig wissenschaftlicher Hilfsarbeiter am Königlichen Botanischen Museum. In dieser Stellung verblieb er bis Ende September 1883.

Aus der Assistentenzeit stammen seine ersten wissenschaftlichen Arbeiten, die natürlich rein botanischer Natur sind: 1880 in der Zeitschrift Kosmos „Über die Bedeutung der Steinkörper im Fruchtfleische der Birnen und der Pomaceen überhaupt“, 1881 im Jahrbuch des Königlichen Botanischen Museums „Anatomie der Lenticellen der Marattiaceen“ und „Die Beziehungen zwischen dem Spaltöffnungssystem und dem

Stereom in den Blattstielen der Filicineen“, endlich 1882 in den Schriften des Botanischen Vereins der Provinz Brandenburg „Über den Ersatz erfrorener Frühlingstriebe durch akzessorische und andere Sprosse“.

Am 9. Mai 1884 erwarb er sich auf Grund seiner Dissertation „Über die Zusammensetzung der Leitbündel bei den Gefäßkryptogamen“ an der Universität Freiburg im Breisgau die philosophische Doktorwürde.

Nachdem POTONIÉ bereits früher mit der Geologischen Landesanstalt in Verbindung gestanden hatte, trat er 1885 bei derselben als Assistent der pflanzenpaläontologischen Abteilung des Landesmuseums ein, die dem als Phytopaläontologen bekannten Landesgeologen WEISS unterstand. Damit beginnen seine Beziehungen zur Geologie, die seinem unermüdlichen Forschungseifer eine Reihe wichtiger Untersuchungen und bedeutsamer Arbeiten verdankt.

Als Mitglied der Deutschen Geologischen Gesellschaft wurde POTONIÉ in der Dezember-Sitzung des Jahres 1887 aufgenommen. An dem wissenschaftlichen Leben der Gesellschaft nahm er regen Anteil und hat in zahlreichen Sitzungen Vorträge gehalten oder sich an den Diskussionen beteiligt. Seine Vorträge, die zum größten Teil in den Sitzungsberichten ausführlich abgedruckt sind, werden in dem zum Schlusse gebrachten Schriftenverzeichnis genannt; größere Arbeiten hat er in der Zeitschrift allerdings nicht veröffentlicht. Er war namentlich in den früheren Jahren ein regelmäßiger Besucher der Sitzungen.

Nachdem WEISS im Jahre 1890 gestorben war, wurde POTONIÉ selbst mit der Verwaltung der pflanzenpaläontologischen Abteilung beauftragt und entwickelte nunmehr eine außerordentlich rege Sammler- und Forschertätigkeit. Seit Januar 1898 Bezirksgeologe, erhielt er am 30. November 1900 den Titel als Professor und wurde am 1. April 1901 zum Landesgeologen ernannt. Noch auf dem Krankenbette wurde ihm im Sommer 1913 die wohlverdiente Ernennung zum Geheimen Bergrat zuteil. Gelegentlich der Feier des fünfzigjährigen Jubiläums der Bergakademie erhielt er den Roten Adlerorden IV. Klasse.

Bis in die zweite Hälfte der achtziger Jahre galten POTONIÉs Arbeiten ausschließlich den lebenden Pflanzen. Sein wichtigstes Werk aus diesem Abschnitt ist die durch EICHLER veranlaßte „Illustrierte Flora von Nord- und Mitteldeutschland“, deren erste Auflage 1885 erschien. Nachdem dieselbe ziemlich schnell vier Auflagen erlebt hatte, erschien sie in veränderter,

durch einen besonderen Atlasband erweiterter Gestalt 1910 in fünfter und bereits 1913 in sechster Auflage, deren Fertigstellung POTONIÉ noch auf dem Krankenlager durchgeführt hatte. 1889 veröffentlichte er seine „Elemente der Botanik“, die bis 1894 drei Auflagen erlebten und seinerzeit gute Aufnahme fanden.

Seit dem Ausgange der achtziger Jahre bestand seine Haupttätigkeit in dem Studium der fossilen Pflanzen, durch das er sich auch in der Geologie bald einen geachteten Namen erwarb. Daneben hat er aber auch immer für die lebende Pflanzenwelt regstes Interesse betätigt und noch eine ganze Reihe botanischer Arbeiten geliefert. Die Zahl seiner Publikationen während seiner Zugehörigkeit zur Geologischen Landesanstalt ist außerordentlich groß. Seine erste größere Arbeit in seinem neuen Wirkungskreise war die auf WEISS' Veranlassung geschriebene Abhandlung „Aus der Anatomie lebender Pteridophyten und von *Cycas revoluta*“, welche Vergleichsmaterial für das phytopaläontologische Studium der Pflanzenarten älterer Formationen liefern sollte.

Im selben Jahre 1887 erschien seine erste phytopaläontologische Arbeit „Über die fossile Pflanzengattung *Tylodendron*“, in der er *Tylodendron* als den Markkörper einer echten Conifere (*Walchia*) anspricht, welche die meisten Beziehungen zu den jetzt lebenden Araukarien hat, so daß es nicht ausgeschlossen ist, daß die Araukarien bereits vor dem Mesozoicum aufgetreten sind.

In erster Reihe interessierten ihn die Carbonpflanzen, die ja die Bildner unseres wichtigsten fossilen Brennstoffes, der Steinkohle, sind, und unter ihnen wiederum besonders die Farne, jene Pflanzengruppe, mit deren lebenden Vertretern er sich bereits früher beschäftigt hatte, und über die auch seine Dissertation handelte. Aber auch die fossilen Pflanzenreste anderer Formationen hat er gelegentlich in den Kreis seiner Untersuchungen gezogen; am wenigsten von allem lagen ihm wohl die tertiären.

Mit den Farnen beschäftigen sich die vier Arbeiten „Über einige Carbonfarne“ (1890—1893), in denen er auch die neue Gattung *Palmatopteris* aufstellt. Auch in mehreren anderen Arbeiten nehmen die Farne eine bevorzugte Stellung ein, so namentlich in seinem Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie. In rascher Folge erschien nun eine Anzahl pflanzenpaläontologischer Arbeiten, die zunächst rein morphologischer Natur waren, wie z. B. „Der äußere Bau der Blätter von *Annularia stellata* (SCHLOTHEIM) WOOD“ und andere.

Seit dem Anfange der neunziger Jahre sehen wir ihn dann die pflanzenpaläontologischen Ergebnisse praktisch für die geologische Horizontbestimmung in gleicher Weise verwerten, wie es ja seit langen Jahren bereits mit den fossilen Tierresten geschehen war. Den Anfang damit machte er in seiner 1893 erschienenen „Flora des Rotliegenden von Thüringen“. Seine bedeutendste Arbeit in dieser Richtung ist „Die floristische Gliederung des deutschen Carbon und Perm“, welche 1896 in den Abhandlungen der Geologischen Landesanstalt erschien, nachdem er darüber in der Januar- und Februar-Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft vorgetragen hatte. Referate darüber von ihm erschienen auch im „Glückauf“ und in der Zeitschrift für praktische Geologie. Die Arbeit ist das Ergebnis sehr umfassender Materialstudien in zahlreichen Sammlungen und eingehender örtlicher Untersuchungen in den verschiedenen deutschen Steinkohlenrevieren, die er zu dem Zwecke in dienstlichem Auftrage besucht hatte. Es wird darin der Versuch gemacht, „die in Mitteleuropa entwickelten geologischen Horizonte vom Culm bis zum Zechstein floristisch zu charakterisieren, oder genauer, die in Rede stehenden Formationen mit alleiniger Berücksichtigung ihrer pflanzlichen Einschlüsse zu gliedern“, und zum Vergleich wird das ziemlich einheitlich bearbeitete englische Kohlenrevier herangezogen. Vom Silur bis zum Buntsandstein unterscheidet er 12 Floren:

1. Silurflora,
- 2.—7. Carbonfloren,
8. Mischflora zwischen Carbon und Rotliegendem,
9. Typische Rotliegende Flora,
10. Mischflora zwischen Rotliegendem und Zechstein,
11. Zechsteinflora,
12. Flora des Buntsandsteins.

Mit den fossilen Pflanzenresten anderer Formationen beschäftigen sich außer den schon genannten noch die folgenden Arbeiten: „Fossile Pflanzen aus Deutsch- und Portugiesisch-Ostafrika“ 1900, worin er die *Glossopteris*-Facies für dieses Gebiet nachweist, „Die Silur- und Culm-Flora des Harzes und des Magdeburgischen“ 1901, „Pflanzenreste aus der Jura-formation“ 1903 und „*Flore Devonienne de l'Étage H. de Barrande*“ 1904.

In dem Bestreben, die Kenntnis der fossilen Pflanzen in weitestem Maße der Geologie nutzbar zu machen, schrieb er auch sein „Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie“, das 1899 erschien, und dessen zweite Auflage er noch auf dem Krankenlager vorbereitet hat. Dasselbe sollte sowohl dem Botaniker



als ganz besonders dem Geologen dienen im Gegensatz zu den bis dahin vorhandenen, welche die Botanik in den Vordergrund stellten.

Sein stets auf das Ganze gerichteter Blick und seine nicht unbedeutende philosophische Begabung ließen ihn die ausgestorbenen und lebenden Pflanzen nur als die in steter Umbildung und Weiterentwicklung begriffenen Glieder desselben großen Formenkreises, jene als die Vorgänger der letzteren, auffassen, zwischen denen er neue Beziehungen nachzuweisen vermochte. Für die Eigentümlichkeiten der lebenden Pflanzen suchte er die Erklärung bei ihren Vorfahren und für die nicht immer leicht deutbaren Erscheinungen an den Resten ausgestorbener nach Analoga bei den rezenten.

Er übertrug die von KNY-STAHN ausgesprochene Ansicht, daß die Blattgestalt mit den atmosphärischen Niederschlägen in Beziehung steht, und daß das Auftreten großflächiger, ungeteilter Blattspreiten nur eine Errungenschaft im Verlaufe der Entwicklung der Pflanzenwelt ist, auf die fossilen Pflanzen („Die Blattformen fossiler Pflanzen in Beziehung zu der vermeintlichen Intensität der Niederschläge“) und zeigte, daß, je weiter man den letzteren in den alten Formationen nachgeht, man im allgemeinen auf desto schmalere bzw. zerteilte und kleinfiederigere Blattreste stößt. Besonders die Farne lassen diese Entwicklung erkennen; die Regengüsse der älteren Erdperioden müssen daher im allgemeinen stärker und heftiger als heute gewesen sein.

In seiner Arbeit über „Die Beziehung der Sphenophyllaceen zu den Calamariaceen“ weist er den morphogenetischen Zusammenhang beider Familien an ihren anatomischen Verhältnissen nach. Diese weisen für beide Familien auf gemeinsame Stammformen hin, denen *Asterocalamites* am nächsten steht. In der Jetztwelt haben die Calamariaceen ihre direkten Nachfolger in den Equisetaceen, die Sphenophyllaceen vielleicht in den Salviniaceen.

In der Arbeit „Anatomie der beiden ‚Male‘ auf dem unteren Wangenpaar und der beiden Seitennärbchen der Blattnarbe des *Lepidodendreenblattpolsters*“ erklärt er auf Grund von Vergleichen mit ähnlichen Erscheinungen an lebenden Pflanzen diese Gebilde als Transpirationsorgane. Den regelmäßigen Wechsel von Zonen mit kurzen und solchen mit langen Narben an den Sigillarien deutet er nach Vergleich mit lebendem Material als Wachstumserscheinung infolge verschiedener Ernährung vor und nach dem Auftreten von Blüten („Die Wechselzonenbildung der Sigillariaceen“). Die merk-

würdigen Farnaphlebien konnte er als Schutz- und Taublätter an meist schon bekannten Formen deuten („Zur Physiologie und Morphologie der fossilen Farnaphlebien“). In der Arbeit „Die Zugehörigkeit von *Halonia*“ erbringt er den Nachweis, daß diese Gattung auf zapfentragende Zweige von *Lepidophloios* hin aufgestellt ist.

Einen neuen, weit ausschauenden Gedanken bringt er 1895 in der Arbeit „Die Beziehungen zwischen dem echt gabeligen und fiederigen Wedelaufbau der Farne“ zum Ausdruck. Er spricht sich hier zum ersten Male dahin aus, daß die Dichotomie eine ursprünglichere Verzweigungsweise ist, aus der sich die anderen Typen erst allmählich entwickelt haben. Diese morphogenetischen Anschauungen hat er dann im Laufe der Jahre zu seiner Gabel- und Perikaulomtheorie ausgebaut, auf die er ganz besonderes Gewicht gelegt hat. Danach sollen fucusartige, im Wasser lebende Gabelalgen die Urpflanzen gewesen sein. Infolge ihrer allmählichen Gewöhnung an das Landleben wurde der Gabelbau unpraktisch, und es bildeten sich im Laufe der Zeiten andere, den veränderten Verhältnissen angepaßte Formen heraus: die einen Gabelstückchen überwipfelten sukzessive die anderen, nahmen damit Achsennatur an, während die zurückgebliebenen zu Seitenzweigen und Blättern wurden. Der Stengel der höheren Pflanzen ist durch Verwachsung der Blattbasen entstanden, die den Urstengel, das Urkaulom, umgaben (Perikaulomtheorie). Er stellt sich damit in Gegensatz zu der GOETHE-BRAUNschen Ansicht, welche Stengel und Blatt für etwas Entgegengesetztes hielten. An den Stämmen der *Lepidodendren* und *Sigillarien* der Steinkohlenformation sah er noch besonders deutliche Beweise für seine Annahme. Als seine wichtigsten Arbeiten in dieser Richtung sind zu nennen 1902 „Die Perikaulomtheorie“, 1903 „Ein Blick in die Geschichte der botanischen Morphologie und die Perikaulomtheorie“ und 1912 „Grundlinien der Pflanzenmorphologie im Lichte der Paläontologie“, worin er das Ganze zusammenfassend darstellt. Erwähnt muß hier auch die Arbeit werden, welche 1901 seine Antrittsvorlesung zur Habilitation an der Universität Berlin bildete: „Die von den fossilen Pflanzen gebotenen Daten für die Annahme einer allmählichen Entwicklung vom Einfacheren zum Verwickelteren.“

Bei der Beschäftigung mit den Carbonpflanzen hatte sich ihm schon früh die Frage nach der Entstehung der Steinkohle aufgedrängt. Die Ansichten, ob dieselbe allochthon oder autochthon entstanden sei, waren noch geteilt. Die beiden

französischen Forscher FAYOL und GRAND'EURY hatten die Frage durch ihre Arbeiten neu aufgeworfen und sich auf Grund ihrer Untersuchungen im Kohlenbecken von Commentry für vorwiegend allochthone Entstehung der Steinkohle ausgesprochen. Gerade dies Kohlenbecken hatten sie als Beispiel dafür hingestellt. POTONIE besuchte es unter beider Führung; vermochte aber nicht, ihrer Ansicht beizutreten. Er gelangte auf Grund seiner Untersuchungen in den verschiedenen deutschen Revieren zu der Überzeugung, daß die Steinkohlenflöze ihrer großen Mehrzahl nach aus den Resten an Ort und Stelle gewachsener Pflanzen hervorgegangen, also autochthon seien. Wenn er auch nicht als erster diesen Gedanken ausgesprochen hatte, so gebührt ihm doch das Verdienst, demselben durch die Beibringung weiterer Beweise zu allgemeiner Anerkennung verholfen zu haben. Nach ihm verdanken die Steinkohlen-, Braunkohlen- und Torflager dem gleichen Vorgange ihre Entstehung und werden aus Pflanzen gebildet, die im Wasser unter Luftabschluß zersetzt werden und in den meisten Fällen am Ort der betreffenden Lagerstätte einst gewachsen sind. Bereits 1893 sprach er sich hierfür aus in der kleinen Arbeit „Eine gewöhnliche Art der Erhaltung von Stigmaria als Beweis für die Autochthonie der Carbonpflanzen“. Der Erhaltungszustand und die noch ursprüngliche Lage der allseitig von den nahezu horizontal verlaufenden Stigmarien abgehenden, im lebenden Zustande schlaffen Appendices spricht dafür, daß das Gestein (der Stigmarienschiefer) der ursprüngliche Wachstumsboden der Stigmarien ist. Die weite Verbreitung dieser Stigmarienschiefer, besonders in Oberschlesien, weist darauf hin, daß derselbe noch an seinem Absatzorte liegt. In der größeren Arbeit von 1896 „Über Autochthonie von Carbonflözen und des Senftenberger Braunkohlenflözes“ äußert er sich dahin, daß die ganz überwiegende Mehrzahl der fossilen Humuslager, namentlich derjenigen des Carbons, autochthon ist, und daß die Verhältnisse, unter denen sie entstanden, ganz ähnlich denen sind, worunter die heutigen Torfe sich bilden. Ebenso wie unsere heutigen Torflager liegen auch die Senftenberger Braunkohlenflöze über autochthonen Wurzelböden; das beweisen unzweifelhaft die in situ befindlichen zahlreichen aufrechten Baumstämme der letzteren. Auch die Steinkohlenflöze, namentlich Oberschlesiens, liegen über autochthonen Wurzelböden, den Stigmarienböden. Aber auch Allochthonie war ihm nicht unbekannt, und er betonte stets, daß die meisten, namentlich die größeren Moore auch stets Material enthalten, das von mehr oder minder davon entfernt wachsenden

Pflanzen her stammt und durch Wasser oder Wind herzugebracht worden ist; und so wie bei den rezenten, ist es auch bei den fossilen Humuslagern.

Seine Untersuchungen dehnte POTONIÉ schließlich auf sämtliche organogenen Ablagerungen aus, und faßte diese unter der Bezeichnung Kaustobiolithe zusammen. Er teilte dieselben in die drei großen Gruppen der Sapropelithe oder Faulschlammgesteine, der Humusgesteine und der Liptobiolithe, welch letztere die meist jüngeren harz- und wachsreichen Gesteine und Kohlen umfassen. Die Ergebnisse seiner Untersuchungen hierüber hat er niedergelegt in der 1910 in fünfter erweiterter Auflage erschienenen Arbeit über die „Entstehung der Steinkohle“.

Die Untersuchungen an den Faulschlammgesteinen veranlaßten ihn auch, sich mit dem Petroleum zu beschäftigen. In der Arbeit „Zur Frage über die Urmaterialien der Petrolea“ kommt er zu dem Ergebnis, daß die fossilen Sapropelgesteine, aus denen durch künstliche Destillation Petroleum gewonnen werden kann (z. B. die Kerosinschiefer Australiens), die Muttergesteine des Petroleums sind.

Seine Hauptarbeit gerade der letzten Jahre war das Studium der Moore; ihre Ergebnisse sind niedergelegt in dem dreibändigen, von 1907—1912 erschienenen Werke „Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten“. Dieses Werk stellt eine ganz bedeutende Arbeitsleistung vor, denn es waren dazu nicht nur eingehendste Untersuchungen in zahlreichen, weit auseinanderliegenden Gebieten und im Laboratorium anzustellen, sondern es mußte auch eine umfangreiche, teilweise recht zerstreute und schwer zugängliche Literatur bewältigt werden.

Es wird POTONIÉs Verdienst bleiben, den ganzen Entwicklungsgang unserer Moore und zugleich auch den gesamten Verlandungsprozeß unserer stehenden Gewässer in lückenloser Aufeinanderfolge klargelegt zu haben von der ersten Ansammlung organogener Substanz auf dem Boden der Gewässer bis hinauf zum kahlen Hochmoor. Nach langem und sorgfältigem Suchen hat er dafür auch das überzeugende Beispiel in den teilweise noch besser erhaltenen Mooren des Memeldeltas gefunden. Den bereits bekannten Moortypen konnte er noch verschiedene, zum Teil recht auffällige Zwischenstadien vom Flach- und Übergangs- sowie zwischen Übergangs- und Hochmoor hinzufügen.

Für die nicht immer leicht deutbare Ablagerung, welche sich in sehr vielen Mooren in recht beträchtlicher Mächtigkeit unter dem Torfe findet, hat er die Bezeichnung Sapropel oder

Faulschlamm geschaffen und ihre Bedeutung als selbständige Bildung und als Gemengteil anderer Sedimente klargestellt. Dies Ergebnis ist besonders für den im Felde tätigen Geologen wichtig gewesen. POTONIÉ war freilich nicht der erste, welcher sich damit beschäftigt hatte, denn bei seinen darauf bezüglichen Literaturstudien konnte er feststellen, daß bereits im Anfange des 19. Jahrhunderts KLAPPROTH die fragliche Bildung in zutreffender Weise, allerdings ohne sie zu benennen, beschrieben hatte; die wichtige Rolle des Faulschlammes im Verlandungsprozeß unserer Gewässer hat aber erst POTONIÉ richtig erkannt.

Hatten ihn schon seine zahlreichen gehaltvollen paläontologischen Arbeiten in den Kreisen der Geologen bekannt gemacht, so wurde er es noch mehr durch diejenigen über die Steinkohle und die Kaustobiolithe. Zahlreiche Reisen teils in dienstlichem Auftrage, teils auf Einladung von Fachgenossen und wissenschaftlichen Gesellschaften führten ihn durch einen großen Teil Europas und im Jahre 1909 bis nach Canada. Auch außerhalb der engeren Fachkreise hat seine Tätigkeit Anerkennung gefunden. Seine Klassifikation und Terminologie der Humus- und Sapropelgesteine ist außer von den geologischen auch von den Forstbehörden angenommen worden. Wesentlich seinen Bemühungen ist es zu verdanken, daß die Erhaltung des großen Zehlaubruches südlich von Königsberg in Ostpreußen bis auf weiteres vom Landwirtschaftsminister zugesagt worden ist.

Wir können POTONIÉs wissenschaftliche Tätigkeit nicht verlassen, ohne seiner als Philosoph zu gedenken. Als solcher gehörte er der positivistischen Richtung und speziell der Schule des AVENARIUS an. Auch schriftstellerisch hat er sich in naturwissenschaftlich-philosophischer Richtung betätigt und eine ganze Anzahl recht gehaltvoller kleiner Abhandlungen in seiner Naturwissenschaftlichen Wochenschrift veröffentlicht. Noch auf dem Krankenbette hat er dieselben zu einem Buche vereinigt, das bei Fischer in Jena unter dem Titel „Naturphilosophische Plaudereien“ erschienen ist.

Als Lehrer auf dem Gebiete der Pflanzenpaläontologie wirkte POTONIÉ, wie bereits früher gesagt wurde, seit dem Tode von WEISS an der Bergakademie und seit 1901 auch an der Berliner Universität. Seine Vorlesungen zeichneten sich durch schlichte und klare Darstellung aus, und er verstand es, durch ruhigen, sachlichen Vortrag seine Zuhörer für den Gegenstand zu interessieren.

Diese Lehrtätigkeit erstreckte sich aber nicht allein in

streng wissenschaftlicher Weise auf seine studentischen Zuhörer, sondern sie wurde auch in allgemeinverständlicher Fassung für einen weiteren Zuhörerkreis ausgeübt. Die Humboldt-Akademie zählte ihn zu ihren langjährigen Dozenten und der Verein für volkstümliche Naturkunde zu seinen eifrigsten Förderern. Was er im Hörsaal klar und überzeugend vortrug, das verstand er ausgezeichnet, in der freien Natur auf zahlreichen Ausflügen durch vorzüglich gewählte Beispiele zu erläutern und auch dem Laien verständlich zu machen.

Am meisten hat POTONIÉ für die Verbreitung der Naturwissenschaften in allgemeinverständlicher Form durch die von ihm 1888 begründete und bis an sein Ende geleitete Naturwissenschaftliche Wochenschrift gewirkt. Eine sehr große Zahl teils botanischer, teils paläobotanischer, teils naturwissenschaftlich-philosophischer Arbeiten hat er darin veröffentlicht.

Es war mit POTONIÉ ein angenehmes Zusammenarbeiten sowohl im Arbeitszimmer wie draußen in der Natur. Er ließ überall auch den anderen bereitwilligst zu Worte kommen und sich gern belehren. Das hat der Verfasser, der zwei Jahrzehnte lang mit ihm in enger Fühlung gestanden hat, überall erfahren. Wochenlang haben wir draußen auf den Mooren des Memeldeltas gemeinsam gearbeitet, und tagelang sind wir zusammen in Ostpreußen umhergereist, um ein Moor ausfindig zu machen, das als Naturdenkmal erhalten zu werden geeignet war. Botanik und Geologie kamen dabei auf ihre Kosten, und wenn wir beide unsere Ergebnisse ausgetauscht und gemeinsam nachgeprüft hatten, dann ging jeder wieder für eine Zeit seine eigenen Wege, um wieder neues Material für gemeinsame Tätigkeit zu sammeln.

Bei allem wissenschaftlichen Streben, seiner tiefesten Auffassung des Lebens, frei von jedem mystischen Hauche, oder vielleicht besser gesagt, weil das alles so war, war POTONIÉ eine heitere, Geselligkeit liebende Natur, die gern ein frohes Wort sprach und hörte. Wenn man sich draußen eine Pause gönnte, war er trotz aller Anstrengung heiter und vergnügt, und des Abends nach ermüdender Außenarbeit und anstrengenden Märschen war das Beisammensein, selbst im dürftigen Quartier, ein frohes und ungetrübtes, so daß die Stunden nur zu rasch vergingen.

Hilfsbereit und fördernd, wo immer er gewissenhaftes Streben und aufrichtige Meinung erkannte, konnte er aber auch ebenso zurückhaltend und abweisend sein, wo er Pfuscher-tum und Rückhältigkeit merkte.

In denkbar glücklichster Ehe war POTONIÉ seit 1888

mit LONNY geb. MÜLLER verheiratet, Tochter des Begründers und Herausgebers der Pharmazeutischen Zeitung HERMANN MÜLLER in Bunzlau. Der Ehe sind 6 Kinder, 3 Söhne und 3 Töchter, entsprossen, die in dem so früh Dahingegangenen den besten Vater beklagen, der stets für sie da war und sich gerade inmitten der Seinen am besten zur Arbeit angeregt fühlte.

POTONIÉS Arbeitskraft schien unverwüstlich zu sein; er kannte dabei keine Rücksicht gegen sich selbst. Für seine rastlose Tätigkeit ist bezeichnend die Auskunft, die sein ältester Sohn als kleiner Junge einmal auf die Frage gab, wohin sein Vater verreist wäre: Vater sei an einen anderen Schreibtisch gereist. Die geringe Schonung, welche er gegen sich übte, hat wohl die zerstörende Wirkung der heimtückischen Krankheit beschleunigt, der er zum Opfer fallen mußte. Auf den ostpreussischen Mooren, deren Studium er während einer Reihe von Jahren betrieb, hat er sich Malaria zugezogen, und diese artete in unheilbare Leukämie aus, die den noch nicht Sechsfünfzigjährigen nach viele Monate langem Siechtum dahinraffte. Er hat das Geschick so mancher Forscher geteilt, die der von ihnen gepflegten Wissenschaft ihr Leben zum Opfer gebracht haben. Zu einer Zeit, wo auch die letzten Blumen in der freien Natur dahinwelken, ist auch er, der die Blumen so sehr liebte, der sich an jeder erfreute, dahingesunken. Möge ihm die Erde leicht sein, die ihm die schöpferische, lebengebende Mutter war. Er wird uns unvergessen sein!

### Schriftenverzeichnis.

Kurze Notizen, wenn sie nicht besonders wichtig waren, sind fortgeblieben, ebenso Zeitungsartikel. Von den naturphilosophischen Artikeln sind auch die meisten nicht besonders aufgeführt, da sie in den „Naturphilosophischen Plaudereien“ gesammelt erschienen sind.

#### 1880

1. Über die Bedeutung der Steinkörper im Fruchtfleisch der Birnen und der Pomaceen überhaupt. Kosmos VIII, S. 33–36. Auch Nat. Woch. III, 1888, S. 19–21, 1 Fig.

#### 1881

2. Das Skelett der Pflanzen. Samml. gemeinverst. wissensch. Votr., herausg. von R. VIRCHOW und F.v. HOLTZENDORFF, H. 382. Berlin.
3. Über das Verhältnis der Morphologie zur Physiologie. Kosmos IX, S. 95–100.
4. Anatomie der Lenticellen der Marattiaceen. Jahrb. Kgl. Bot. Mus. Berlin.

5. Die Beziehungen zwischen dem Spaltöffnungssystem und dem Stereom in den Blattstielen der Filicineen. Jahrb. Kgl. Bot. Mus. Berlin.

1882

6. Das mechanische Gewebesystem der Pflanzen. Kosmos XI, S. 172—198, 14 Fig.  
7. Eine wenig beachtete vegetabilische Fliegenfalle. Kosmos XII, S. 139—140, 1 Fig.  
8. Der Kgl. Botanische Garten und das Kgl. Botanische Museum in Berlin. Deutsche Gärtnerzeitung, 21 S. m. 10 Fig.  
9. Floristische Beobachtungen aus der Priegnitz. Redigiert von P. ASCHERSON und H. POTONIÉ. I. Verhandl. Bot. Ver. Provinz Brandenburg, S. 159—179; II. Ebenda 1885, S. 95—105.

1883

10. Über die Zusammensetzung der Gefäßbündel bei den Gefäßkryptogamen. Jahrb. Kgl. Bot. Gartens u. Mus. II, S. 1—46, Taf. VIII. (Zugleich Dissertation.)

1884

11. Bericht über eine im Auftrage des Bot. Ver. Prov. Brandenburg im Mai 1884 unternommene floristische Exkursion nach der Neumark. Verhandl. Bot. Ver. Prov. Brandenburg, S. 42—54.

1885

12. Illustrierte Flora von Nord- und Mitteldeutschland mit einer Einführung in die Botanik. 1.—4. Aufl. bei J. Springer, Berlin; 5. u. 6. Aufl. (1910 u. 1913), mit getrenntem Text und Atlas, bei G. Fischer, Jena.

1886

13. Die Entwicklung der Pflanzenwelt Norddeutschlands seit der Eiszeit. Kosmos XVIII, S. 176—183.  
14. Die Pflanzenwelt Norddeutschlands in den verschiedenen Zeitepochen, besonders seit der Eiszeit. Samml. gemeinverst. wissensch. Votr., herausg. von R. VIRCHOW und F. v. HOLTZEN-DORFF, N. F., Ser. I, H. 11, 32 S. Hamburg.  
15. Entwicklung der Leitbündelanastomosen in den Laubblättern von *Zea Mayi*. Ber. Deutsch. Bot. Ges. IV, 4, S. 110—112, 1 Fig.

1887

16. Aus der Anatomie lebender Pteridophyten und von *Cycas revoluta*. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. VII, H. 3, S. 296—322, Taf. XVI—XXI. Berlin.

1888

17. Naturwissenschaftliche Wochenschrift. Gegründet 1888 und redigiert bis zu seinem Tode 1913.  
18. Die Geschichte der Darwinschen Theorie. Nat. Woch. I, S. 181 bis 183, S. 189—193.  
19. Über *Stigmara*. Nat. Woch. II, S. 74—77, 4 Fig.  
20. Die fossile Pflanzengattung *Tylodendron*. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad. für 1887 (1888), S. 311—331, Taf. XII—XIIIa.



21. Über die fossile Pflanzengattung *Tyloedendron*. Verhandl. Bot. Ver. Prov. Brandenburg XXIX, S. 114—126.
22. Notiz über *Tyloedendron* WEISS. Ber. Deutsch. Bot. Ges. V, S. 437—438.
23. Elemente der Botanik. Berlin. 3 Auflagen von 1888—1894.

1889

24. Das mechanische Prinzip im Bau der Pflanzen. Nat. Woch. IV, S. 82—84, S. 89—94, 13 Fig.
25. Die systematische Zugehörigkeit der versteinerten Hölzer (vom Typus *Araucarioxylon*) in paläolithischen Formationen. Nat. Woch. III, S. 163—166, 1 Fig. (Auch Separat als Allgem.-verständl. naturw. Abhandl., H. 7, Berlin 1889.)
26. Die *Victoria regia* des Kgl. Botanischen Gartens zu Berlin. Nat. Woch. IV, S. 206—207, 2 Fig.
27. Das größte Pflanzenfossil des Kontinents. Ber. Deutsch. Bot. Ges. VII, H. 8, 2 S.

1890

28. Das zu *Tyloedendron* gehörige Holz und Laub. Verhandl. Bot. Ver. Prov. Brandenburg XXXI, S. 137—142, 6 Fig.
29. Das größte Pflanzenfossil des Kontinents. Gartenflora 39, S. 242—243.
30. Die botanische (theoretische) Morphologie und Goethe. Nat. Woch. V, S. 46—48.
31. Aufzählung von Gelehrten, die in der Zeit von LAMARCK bis DARWIN sich im Sinne der Deszendenztheorie geäußert haben. Nat. Woch., S. 441—445.
32. Der Kgl. Botanische Garten zu Berlin. Nat. Woch., S. 211 bis 213, S. 222—227, 4 Fig. (Auch separat Berlin 1891, 15 S., 3 Taf.)
33. Führer durch die pflanzengeographische Anlage des Kgl. Botanischen Gartens zu Berlin. 40 S., 2 Taf. Berlin.
34. Die pflanzengeographische Anlage im Kgl. Botanischen Garten zu Berlin. Allgem.-verständl. naturw. Abhandl., H. 13, 48 S., 2 Taf. Berlin. (Auch in Nat. Woch.)

1891

35. Über *Sphenopteris Hoeninghausi* BRONGNIART. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. S. 291—293.
36. Über das vollkommenste bisher gefundene Exemplar der *Sphenopteris furcata* BRONGN. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. S. 756.
37. Über einige Pflanzenreste aus dem Thüringer Rotliegenden. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. S. 978—980.
38. Der baltische Bernstein. Nat. Woch., S. 21—25, 3 Fig.
39. Über die Entstehung der Denkformen. Nat. Woch., S. 145—151.
40. Die Beziehungen zwischen dem Spaltöffnungssystem und dem Skelettgewebe (Stereom) bei den Wedelstielen der Farnkräuter (Filicineen). Nat. Woch. VI, S. 441—444, 2 Fig.
41. *Psilotiphyllum bifidum* (E. GEIN.) POT. (Vorlage eines Stückes davon.) Ber. Deutsch. Bot. Ges. IX, 8, S. 256.

1892

42. Der im Lichthof der Kgl. Geologischen Landesanstalt und Bergakademie aufgestellte Baumstumpf mit Wurzeln aus dem Carbon

- des Piesberges. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad. für 1889, S. 246—257, Taf. XIX—XXII.
43. Über einige Carbonfarne. I—IV. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad. für 1889, S. 21—27, Taf. II—V, 1892 (Teil I); ebenda für 1890, S. 11—39, Taf. VII—IX, 1892 (Teil II); ebenda für 1891, S. 1—36, Taf. I—IV, 1893 (Teil III); ebenda für 1892, S. 1—11, Taf. I—III (Teil IV).
44. Der äußere Bau der Blätter von *Annularia stellata* (SCHLOTH.) WOOD mit Ausblicken auf *Equisetites zaeaeformis* (SCHLOTH.) ANDRAE und auf die Blätter von *Calamites varians* STERNBERG. Ber. Deutsch. Bot. Ges. X, S. 561—568. (Auch Nat. Woch., S. 520 bis 521.)
45. Über die „Rätselfrucht“ (*Paradoxocarpus carinatus* A. NEHRING) aus dem diluvialen Torflager von Klinge bei Kottbus. Sitzungsber. Naturf. Freunde, S. 199—212, Fig. 3 u. 4.
46. Über Grübchen an den Nervchen-Enden fossiler Farne. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. S. 509—510.
47. Über Lepidodendronblattpolster vortäuschende Oberflächenskulpturen paläozoischer Pflanzenreste. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., S. 162, und Nat. Woch., S. 477—478, 2 Fig.
48. Pflanzliche Versteinerungen von Spitzbergen und Bären-Eiland. In CREMER: Ein Ausflug nach Spitzbergen, Berlin 1892, S. 75 bis 80, 1 Taf.
49. Die Zugehörigkeit der fossilen provisorischen Gattung *Knorria*. Nat. Woch., S. 61—63 m. Fig.
50. Über *Apeibopsis*. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., S. 333—334.
51. Über die den Wasserspalten physiologisch entsprechenden Organe bei fossilen und rezenten Farnarten. Sitzungsber. Naturf. Freunde, S. 117—124, 5 Fig., und Nat. Woch., S. 486—487.
52. Monöcie bei der Trauerweide. Nat. Woch., S. 287—289, 1 Fig.
53. Das größte carbonische Pflanzenfossil des europäischen Kontinents. Nat. Woch., S. 337—343.
- 1893
54. Die Flora des Rotliegenden von Thüringen. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 9, T. II, 298 S., 34 Taf. Berlin.
55. Anatomie der beiden „Male“ auf dem unteren Wangenpaar und der beiden Seitennärbchen der Blattnarbe des Lepidodendronblattpolsters. Ber. Deutsch. Bot. Ges. XI, S. 319—326, Taf. XIV.
56. Die Zugehörigkeit von *Halonina*. Ber. Deutsch. Bot. Ges. XI, S. 485—493, Taf. XXIII z. T. Auch Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 45, Monatsber. S. 737—738.
57. *Folliculites kaltennordheimensis* ZENKER und *F. carinatus* (NEHRING) POR. N. Jahrb. Min. II, S. 86—113, Taf. V—VI.
58. Eine gewöhnliche Art der Erhaltung von *Stigmaria* als Beweis für die Autochthonie von Carbonpflanzen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. S. 97—102, und Nat. Woch., S. 312—313.
59. Über die Entwicklungsgeschichte der Calamitenblätter. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 44, Monatsber. S. 844—845.
60. Über ein Stammstück von *Lepidophloios macrolepidotus* GOLDENB. (= *Lomatophloios macrolepidotus* GOLDENB.) mit erhaltener innerer Struktur. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 45, Monatsber. S. 330 bis 332.
61. Über Autochthonie von Carbonpflanzen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 45, Monatsber. S. 506.

62. Über die Volumenreduktion bei Umwandlung von Pflanzenmaterial in Steinkohle. Glückauf 29, S. 1209—1211, und Nat. Woch., S. 485—487.
63. Über die systematische Zugehörigkeit der fossilen Gattung *Folliculites* und über die Notwendigkeit, die Gattung *Paradoxocarpus* NEHRING einzuziehen. Sitzungsber. Naturf. Freunde, S. 41—52.
64. Bau der beiden „Male“ auf dem unteren Wangenpaar und der Seitennärbchen der Blattabbruchstelle des Lepidodendronpolsters. Sitzungsber. Naturf. Freunde, S. 157.
65. Über den Wert der Einteilung und die Wechselzonenbildung der Sigillarien. Sitzungsber. Naturf. Freunde, S. 216—220.
66. Über die Beziehung der Wechselzonen zu dem Auftreten der Blüten bei den Sigillarien. Sitzungsber. Naturf. Freunde, S. 243 bis 244.
67. Botanik. Zusammen mit Dr. C. MÜLLER. Dr. H. POTONIÉS naturwissenschaftliche Repetitorien. III. Berlin.
68. Das natürliche Pflanzensystem von A. ENGLER und M. TREUBS Untersuchungen zur systematischen Stellung von *Casuarina*. Nat. Woch., S. 32—34, S. 41—44, 3 Fig.
69. *Folliculites*, eine fossile Anacardiaceengattung. Nat. Woch., S. 58 bis 59.
70. Was sind Blumen? Nat. Woch., S. 195—202, 10 Fig.
71. Über die Sphenophyllaceen. Nat. Woch., S. 219—220, 3 Fig.
72. Rezente Steinnüsse als vermeintliche Fossilien. Nat. Woch., S. 337.
73. Der Begriff der Blüte. Nat. Woch., S. 517—520 u. 584 m. Fig.
74. Die Blattformen fossiler Pflanzen in Beziehung zu der vermutlichen Intensität der Niederschläge. Nat. Woch., S. 513—515.
75. Eine Psilotacee des Rotliegenden. Nat. Woch., S. 543—545.

1894

76. Über den Wert der Einteilung und die Wechselzonenbildung der Sigillarien. Bot. Zentralbl. 57, S. 65—68.
77. Über die Stellung der Sphenophyllaceen im System. Ber. Deutsch. Bot. Ges. XII, S. 97—100.
78. *Pseudoviviparie* an *Juncus bufonius* L. Biol. Zentralbl. XIV, S. 11—20.
79. Über seine im August 1893 ausgeführte Reise nach dem Steinkohlenrevier der Ruhr, Aachen und Saar-Rheingebiet. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad. für 1893, S. XLIV bis XLIX.
80. Die Wechselzonenbildung bei Sigillarien. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad. für 1893, S. 24—67, Taf. III—V. Berlin.
81. Pflanzen aus dem Middelburg-Distrikt in Transvaal. In SCHMEISSER: Über Vorkommen und Gewinnung der nutzbaren Mineralien in der Südafrikanischen Republik (Transvaal), S. 67. Berlin.
82. Die Haupttypen der fossilen Pflanzen, ihre wesentlichen botanischen Eigentümlichkeiten und ihre Bedeutung als Leitfossilien. Nat. Woch., S. 220—221.
83. Art der fossilen Pflanzenreste und Spuren. Nat. Woch., S. 527 bis 528.

1895

84. Die Beziehungen zwischen dem echt gabeligen und dem fiederigen Wedelaufbau der Farne. Ber. Deutsch. Bot. Ges. XIII, S. 244 bis 257, 3 Fig.
85. Wachsen die Palmen in die Dicke? Nat. Woch., S. 48—49, 3 Fig.
86. Vermeintliche und zweifelhafte pflanzliche Fossilien. Nat. Woch., S. 345—351, S. 357—363, 12 Fig.
87. Die Entstehung der Schweißkohle. Nat. Woch., S. 475.

1896

88. Über Autochthonie von Carbonkohlenflözen und des Senftenberger Braunkohlenflözes. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad. für 1895, S. 1—31, Taf. III—IV, Berlin.
89. Die floristische Gliederung des deutschen Carbon und Perm. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 21, Berlin.
90. Über das Senftenberger Braunkohlenflöz. Sitzungsber. Naturf. Freunde, S. 57—66.
91. Die floristische Gliederung des deutschen Carbon und Perm. Selbstreferat. Zeitschr. Prakt. Geol., S. 446—448.
92. Die floristische Gliederung des deutschen Carbon und Perm. Glückauf XXXII, S. 121—124. — Nachtrag. Ebenda, S. 184.
93. Die Beziehung der Sphenophyllaceen zu den Calamariaceen. N. Jahrb. Min. II, S. 141—156.
94. Über Autochthonie von Kohlenflözen. Nat. Woch., S. 306 bis 313, 2 Fig.
95. Das Sammeln und Präparieren fossiler Pflanzen. Nat. Woch. XI, S. 415—417.
96. Paläophytologische Notizen. I.: Nat. Woch. XI, 1896, S. 33 bis 35. — II.: S. 114—115. — III.: S. 115. — IV.: S. 115 m. Fig. — V.: XIII, 1898, S. 409—413. — VI.: S. 413—416, Fig. 11 bis 13. — VII.—VIII.: XIV, 1899, S. 81—83. — IX.—XI.: XV, 1900, S. 313—316. — XII.: S. 505—507, 8 Fig. — XIII.: N. F. III, 1903, S. 433—436, Fig. 1—3.

1897

97. Die Herkunft des Blattes. Deutsche Bot. Monatsschr. XV, 1 S. 9—11.
98. Morphogenie des pflanzlichen Blattes und Stengels. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. S. 183—191.
99. Über den paläontologischen Anschluß der Farne und der höheren Pflanzen überhaupt an die Algen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. S. 39—43.
100. Die *Caruncula* und die kohlige Außenschicht von *Folliculites* (und *Stratiotes*). Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 48, S. 990.
101. Bennettitaceae. Natürl. Pflanzenf., Nachtrag, S. 14—17. — Nachträge ebenda, S. 25—26.
102. Über Kryokonit. In: Grönland-Exped. Ges. f. Erdkunde Berlin 1891—93, 1. Bd., 3 S.
103. *Alethopteris* aus der subhercynischen Kreide. Nat. Woch., S. 119 (Briefkasten).
104. J. G. BORNE-MANN (Nekrolog). Ber. Deutsch. Bot. Ges. XV, S. 29 bis 34.
105. Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie. Dümmlers Verlag. Berlin 1897—99.

1898

106. Über eine Carbonlandschaft. Erläuterungen zu einer neuen Wandtafel. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. S. 110—127, 5 Fig. Auch Nat. Woch. XIII, S. 613—622.
107. Restaurierte vorweltliche Pflanzen als Dekorationsmittel. Gartenflora 47, H. 5, 8 S., Fig. 26—30.
108. Restaurierte vorweltliche Pflanzen. Nat. Woch. XIII, S. 213 bis 219, 18 Fig.
109. Die Metamorphose der Pflanzen im Lichte paläontologischer Tatsachen. 29 S., 14 Fig. Berlin. Auch Nat. Woch. XII, 1897, S. 608—615 m. Fig.
110. Die Pflanzenwelt unserer Heimat sonst und jetzt. BERNSTEINS naturw. Volksbücher, 5. Aufl. Berlin. S. 57—114, Fig. 30—67.
111. Die Pflanzenpaläontologie im Dienste des Bergbaues. Zeitschr. Prakt. Geol., S. 238—248, Fig. 59—93.
112. Pflanzenvorwesenkunde im Dienste des Steinkohlenbergbaues. Bergmannsfreund, S. 125—126, 134—135, 145—146, 153—154, 165—166, 174—175, 185 m. 25 Fig. Saarbrücken. Auch separat, 30 S., Saarbrücken 1899.
113. Ergänzungen bezüglich der fossilen Pteridophyten in SADEBECKS Pteridophyta. Natürl. Pflanzenf. I., Einleitung.

1899

114. Was lehren uns die Pflanzenreste in unseren Tonen und Schiefer-tonen. Tonindustrietzg., S. 428—432, 1 Fig. Berlin.
115. Abstammungslehre und Darwinismus. BERNSTEINS naturw. Volksbücher, 18. Teil, 5. Aufl., 124 S., 37 Fig.
116. Eine Landschaft der Steinkohlenzeit. (Große Wandtafel.) Text von 40 S., 30 Fig. Berlin.
117. Die morphologische Herkunft des pflanzlichen Blattes und der Blattarten. Allgem.-verständl. naturw. Abhandl., H. 21, 32 S., 12 Fig. Berlin. Auch in Nat. Woch., S. 405—415.
118. Über die morphologische Herkunft der pflanzlichen Blattarten. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. S. 139—159.
119. Zur fossilen Flora Ostafrikas. Sitzungsber. Naturf. Freunde, S. 96—97.
120. Vorkommen von *Glossopteris* in Deutsch- und Portugiesisch-Ostafrika. Sitzungsber. Naturf. Freunde, S. 27—28.
121. Pflanzen und geologische Formationen. Nat. Woch. XIV, S. 609 bis 613 m. Fig.

1900

122. Fossile Pflanzen aus Deutsch- und Portugiesisch-Ostafrika. Deutsch-Ostafrika, Bd. VII (W. BORNHARDT: Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas), S. 1—19, Fig. 22—29. Berlin.
123. Die Lebewesen im Denken des 19. Jahrhunderts. Nat. Woch. XV, S. 97—105, und Allgem.-verständl. naturw. Abhandl., H. 25, Berlin.
124. Über die Entstehung der Kohlenflöze. Nat. Woch. XV, S. 28 bis 30.
125. Über die durch Pflanzenfossilien gegebenen Belege für die fortschreitende höhere Organisation der Pflanzen. Nat. Woch. XVI, S. 84—87.
126. Ersatz erfrorener Frühlingstriebe durch akzessorische und andere Sprosse. Nat. Woch. XV, S. 332—333.

127. Über die fossilen Filicaceae im allgemeinen und die Reste derselben zweifelhafter Verwandtschaft. Natürl. Pflanzenf. I, 4, S. 473—515, Fig. 264—313.
  - Sphenophyllaceae. Ebenda, S. 515—519, Fig. 314—320.
  - Fossile Equisetaceae. Ebenda, S. 548—551, Fig. 344—345.
  - Calamariaceae. Ebenda, S. 551—558, Fig. 346—353.
  - Protocalamariaceae. Ebenda, S. 558—562, mit Fig.
  - Psilotaceae. Ebenda, S. 620 ff., mit Fig.
  - Lepidodendraceae, Bothrodendraceae, Sigillariaceae, Pleuromoiaceae. Ebenda, S. 717—756, Fig. 409—454.
  - Cycadofilices. Ebenda, S. 780—798, Fig. 467—481.

1901

128. Äußerer Bau der Blätter von *Annularia stellata* (SCHLOTH.) WOOD mit Ausblicken auf *Equisetites* und auf die Blätter von *Calamites*. Verhandl. Bot. Ver. Prov. Brandenburg 34, S. XXIV—XXVIII, 2 Fig.
129. PORONÉ und DENCKMANN: Bericht über eine in das Gommerner Quarzitgebiet ausgeführte gemeinsame Exkursion. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad. für 1900, S. XCIV—XCV.
130. Die Silur- und Culmflora des Harzes und des Magdeburgischen. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin, N. F., H. 36.
131. Über den Culm bei Leschnitz in Oberschlesien. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. S. 4—6.
132. Vorlage einer *Stigmaria* aus einem Bohrkern des produktiven Carbons Oberschlesiens. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. S. 12—13.
133. Die von den fossilen Pflanzen gebotenen Daten für die Annahme einer allmählichen Entwicklung vom Einfachen zum Verwickelteren. Nat. Woch., N. F. I, S. 4—8. Auch Separat; zugleich Habilitationsvorlesung.
134. Zwei neue Vegetationslandschaften der Steinkohlen- und der Braunkohlenzeit. Nat. Woch., N. F. I, S. 101—103, Fig. 1—3.

1902

135. Über die systematische (stammesgeschichtliche) Beziehung der Mono- zu den Dicotyledonen. Nat. Woch., S. 457—463, 18 Fig.
136. Erwiderung auf Prof. WESTERMAIERS Besprechung meiner Rede über die von fossilen Pflanzen gebotenen Daten usw. N. Jahrb. Min. II, S. 97—111.
137. Fossile Hölzer aus der Oberen Kreide Deutsch-Ostafrikas. In DANTZ: Reisen in Deutsch-Ostafrika. Wissenschaftl. Beihefte zum deutschen Kolonialbl. XV, S. 227—229.
138. Die Perikaulomtheorie. Ber. Deutsch. Bot. Ges. XX, S. 502 bis 520.
139. Die Art der Untersuchung von Carbonbohrkernen auf Pflanzenreste. Nat. Woch., N. F., I, S. 265—270. Auch Separat, Jena.

1903

140. Liste der im Produktiven Carbon Oberschlesiens auftretenden Pflanzen in TORNAU: Der Flözberg bei Zabrze. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad. XXIII, 3, S. 397—401.
141. Aufstellung der Gattung *Cuneatopteris*. Nat. Woch., N. F., III, S. 16 (Briefkastennotiz).

142. Zur Physiologie und Morphologie der fossilen Farn-Aphlebias, Ber. Deutsch. Bot. Ges. XXI, S. 152—165, Taf. VIII, Berlin. Vortragsresümee über dasselbe in der Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. S. 11.
143. Die Entwicklung der Pflanzenwelt. In Weltall und Menschheit II, S. 341—408 m. zahlr. Fig. u. Taf., Berlin.
144. Die Entstehung der Steinkohlenflöze. Saarbrücker Bergmannskalender für 1904, S. 57—60, 3 Fig., Saarbrücken.
145. Über Kalkgyttja aus dem Bäketal, aufgeschlossen durch den Bau des Teltowkanals bei Berlin. ENGL. Bot. Jahrb. 33, S. 78—80.
146. Pflanzenreste aus der Juraformation. In FUTTERER: Durch Asien III, S. 116—124, 3 Fig.
147. Ein Blick in die Geschichte der botanischen Morphologie und die Perikaulomtheorie. 45 S., 6 Fig. Jena. — Unter dem Titel: Ein Blick in die Geschichte der botanischen Morphologie mit besonderer Rücksicht auf die Perikaulomtheorie. Nat. Woch., N. F., II, S. 3—8, 13—15, 25—28, 5 Fig.
148. Plauderei über die Macht der Gewohnheit. Nat. Woch., S. 7—9.
149. Die Zusatzfedern (Aphlebias) der Farne. Nat. Woch., N. F., III, S. 33—41, 12 Fig.
150. Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste. Lief. I bis IX. Herausg. von der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt unter Mitwirkung von GOTHAN, FISCHER, KOEHNE, HÖRICH, FRANKKE, HUTH u. a. Berlin 1903—1913.

1904

151. Die Entstehung der Steinkohle. (Vortrag.) Verh. Vereins Beförd. Gewerbefleiß. Berlin. 11 S., 4<sup>o</sup>. (Nach Stenogramm.)
152. Eine rezente organogene Schlamm Bildung vom Cannelkohlentypus. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad. XXIV, H. 3, S. 405—409.
153. Une formation récente de bones organiques du type des cannel-coals. Ann. Soc. Géol. Belg. 32, Bull., S. 49—51. (Darstellung von RENIER nach dem Vorigen.)
154. Über Faulschlamm(Sapropel)-Gesteine. Sitzungsber. Naturf. Freunde Berlin, S. 243—245.
155. Flore Devonienne de l'Étage H. de Barrande (mit BERNARD), Leipzig.

1905

156. Über rezenten Pyropissit. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber., S. 255—259.
157. Zur Frage nach den Urmaterialien der Petrolea. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad. XXV, H. 2, S. 342—368, 1 Fig.
158. Die Entstehung des Petroleums. Petroleum, S. 73—76, 4 Fig.
159. Über die Genesis des Petroleums. Sitzungsber. Naturf. Freunde, S. 1—2.
160. Zum Studium tertiärer Pflanzenreste. Nat. Woch., N. F., IV, S. 256 (Briefkasten).
161. Formation de la houille et des roches analogues y compris les pétroles. Congrès Intern. Mines Métall. etc. Lüttich. Sect. de Géologie. 46 S., 27 Fig. Lüttich.

162. Formation de la houille. Entstehung der Steinkohle. Berlin. (I.—III. Aufl. wurden von der Internationalen Bohrgesellschaft zu ihrer Ausstellung Lüttich 1905 verteilt.) Französisch u. Deutsch.
163. Die Entstehung der Steinkohle. Nat. Woch., S. 1—12, 13 Fig.
164. Dogma und Kritik. Nat. Woch., S. 408—409.
165. Über die Entstehung des Petroleums. Nat. Woch., S. 599—603, 4 Fig.

1906

166. Klassifikation und Terminologie der rezenten brennbaren Biolithe und ihrer Lagerstätten. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 49.
167. Terminologie und Klassifikation der rezenten Humus- usw. Gesteine. Protok. Vers. Direktoren Geol. Landesanstalten deutscher Bundesstaaten, S. 2—16.
168. Die Aufschlüsse der staatlichen Tiefbohrungen im Saarrevier in den Jahren 1891—1904. (LEPLA, POTONIE, MÜLLER und SCHLICKE.) Saarbrücken.
169. On the Origin of Coal. Rep. Brit. Assoc. York, S. 748 ff.
170. Die Fichte als Moorbaum und über unsere Moore. Mitt. Ver. Förd. Moorkultur im Deutschen Reich, S. 229—233, 241—244, 4 Fig., Berlin. Über dasselbe in Nat. Woch., S. 305—310, 4 Fig.
171. Lehmgerölle und Seebälle. Nat. Woch., N. F., V, S. 242—247, 11 Fig.
172. Manganerze, die genetisch den Eisenlimoniten entsprechen. Nat. Woch., S. 411—413, 4 Fig.
173. Brennesseln unter alten Eichen. Nat. Woch., S. 565—568, 2 Fig.
174. *Capsella Heegeri*, eine pathologische Erscheinung mit atavistischen Momenten. Nat. Woch., S. 788—791, 2 Fig.
175. Vegetationsbilder der Jetzt- und Vorzeit (zusammen mit GOTHAN). Erschienen Taf. I—V nebst Text, 1906—1912.

1907

176. Ein von der Holländisch-Indischen Sumatra-Expedition entdecktes Tropenmoor. Nat. Woch., S. 657—666, 6 Fig.
177. Die Entstehung der Steinkohle und verwandter Bildungen einschließlich des Petroleums. 4. Aufl. Berlin. — 5. Aufl., stark erweitert unter dem Titel: Die Entstehung der Steinkohle und der Kaustobiolithe überhaupt (wie des Torfs, der Braunkohle, des Petroleums usw.), Berlin 1910.
178. Entstehung und Klassifikation der Tertiärkohlen. In: Handbuch für den deutschen Braunkohlenbergbau von G. KLEIN, 1. Aufl., S. 1—17. 2. Aufl. 1912, S. 1—22.
179. Der Grunewald bei Berlin, seine Geologie, Flora und Fauna. Von WAHNSCHAFTE, GRAEBNER, DAHL. Anhang von H. POTONIE: Kultureinflüsse auf Sumpf und Moor. 56 S., 10 Fig., Jena. 2. Aufl. 1912.
180. Historisches zur Frage nach der Genesis der Steinkohle. Nat. Woch., S. 114—117, 1 Fig.
181. Zur Stammesgeschichte des Farnprothalliums. Nat. Woch., S. 161 bis 173, 15 Fig.
182. Hänge- und Besen(Moor)-Birke und andere Baumarten trockener Standorte mit Parallelen auf Moorböden. Nat. Woch., S. 199 bis 201, 5 Fig.
183. Die Nahrung der Hochmoorpflanzen. Nat. Woch., S. 425—428.



1908

184. Zur Genesis der Braunkohlenlager der südlichen Provinz Sachsen. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. XXIX, T. 1, H. 3, S. 539 bis 550, 9 Fig. Auch in Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. S. 136.
185. Eine Klassifikation der Kaustobiolithe. Sitzungsber. Kgl. Preuß. Ak. Wiss. VI, S. 1—12.
186. Über rezente allochthone Humusbildungen. Sitzungsber. Kgl. Preuß. Ak. Wiss. II, S. 1—10.
187. Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. Bd. I. Die Sapropelite. Bd. II. Die Humusbildungen. 1911. Bd. III. Die Humusbildungen (Schluß) und die Liptobiolithe. 1912. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 55, T. I—III.

1909

188. Das Auftreten zweier Grenztorfhorizonte innerhalb eines und desselben Hochmoorprofils. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. XXIX, T. II, H. 2, S. 398—409, 6 Fig. Auch in Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1908, Monatsber. S. 135.
189. Vorschläge zur Regelung der paläobotanischen Nomenklatur. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. XXX, T. I, H. 3, S. 533 bis 537.
190. Die Bildung der Moore. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, S. 317—331.
191. Die Tropen-Sumpfflachmoor-Natur der Moore des Produktiven Carbons. Nebst der Vegetationsschilderung eines rezenten tropischen Wald-Sumpfflachmoores durch G. H. KOORDERS. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. XXX, T. I, H. 3, S. 389—443.
192. CHARLES DARWIN zu seinem 100. Geburtstag. Nat. Woch., N. F., VIII, S. 97—101.
193. Eine naturwissenschaftliche Exkursion durch Süd-Canada. Nat. Woch., N. F., VIII, S. 225—234, 241—247, 19 Fig.
194. Wesen und Klassifikation der Kaustobiolithe. Glückauf, S. 773 bis 780. Essen.

1910

195. Sehr große Lentizellen (Atmungsöffnungen) an der Basis von Sigillaria-Stämmen. Sitzungsber. Naturf. Freunde, S. 87—89, 1 Fig.
196. Demonstration von Lichtbildern zur Entstehung der Steinkohle und der Kaustobiolithe überhaupt. Sitzungsber. Naturf. Freunde, S. 129—131.
197. Das Buch „A. MORITZ: Réflexions sur l'espèce“. Sitzungsber. Naturf. Freunde, S. 192—196.
198. Über eine neu entstandene Insel im Ögelsee bei Beeskow in der Provinz Brandenburg. Sitzungsber. Naturf. Freunde, S. 391—399.
199. Künstliche Torfbildung. Sitzungsber. Naturf. Freunde, S. 479 bis 482.
200. Kaustobiolithe. Geol. Rundsch. I, H. 6, S. 327—336.
201. Über das Wesen, die Bildungsgeschichte und die sich daraus ergebende Klassifikation der Kaustobiolithe. Nat. Woch., N. F. IX, S. 5—10, 2 Fig.
202. Vorkommen von Steinen in Steinkohlenlagern. Nat. Woch., S. 783—784.
203. Eine plötzlich entstandene neue Insel in der Provinz Brandenburg. Illustr. Ztg., Nr. 3522, S. 1245—1246, 29. Dezember.

1911

204. Eisenerze, veranlaßt durch die Tätigkeit von Organismen. Nat. Woch., N. F., X, S. 161—168, 8 Fig.  
205. Eine im Ögelsee (Provinz Brandenburg) plötzlich entstandene Insel. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 32, T. 1, H. 2, S. 178—218.  
206. Historisches zur Kenntnis des Sapropels. Nat. Woch., S. 520 bis 521.  
207. Über Bulte und sonstige Hügelchen. Nat. Woch., S. 559—560, 2 Fig.  
208. Begriffsbestimmung von Feld und Wiese. Nat. Woch., S. 766 bis 767, 1 Fig.  
209. Entstehung und Gewinnung der Brennstoffe. In: Mensch und Erde VII, S. 47—156, viele Figuren, Berlin.

1912

210. Grundlinien der Pflanzenmorphologie im Lichte der Paläontologie. Jena.  
211. Paläobotanische Zeitschr. I, H. 1. Redigiert von H. POTONIÉ. Berlin.  
212. Das Wesen der Organismenmerkmale. Nat. Woch., S. 193 bis 200, 8 Fig.  
213. Beispiele zur Frage nach pathologischen Erscheinungen mit atavistischen Momenten. Nat. Woch., S. 273—277, 13 Fig.  
214. Eine neue Pflanzenmorphologie. Nat. Woch., S. 385—392, 9 Fig.  
215. Jährlicher Zuwachs von Torflagern. Nat. Woch., S. 447—448.  
216. Künstliche Kohlen- und Torfbildung. Nat. Woch., S. 457—460.  
217. Atavismen bedingt durch schnelles Wachstum. Nat. Woch., N. F., XI, S. 593—598, 10 Fig.  
218. Mullerden. Nat. Woch., N. F., XI, S. 729—780, 1 Fig.

1913

219. Naturphilosophische Plaudereien. Jena, GUSTAV FISCHER. (Meist vorher in der Nat. Woch. erschienen.)  
220. Paläobotanisches Praktikum (mit GOTHAN). Berlin, GEBR. BORN-TRÄGER.
-

## Neueingänge der Bibliothek.

- BEYSCHLAG, F., und P. KRUSCH: Die Erzlagerstätten von Frankenstein und Reichenstein i. Schl. Mit 10 Textfig. u. 10 Taf. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 73, Berlin 1913.
- Bulgarisches Berggesetz. Abdruck aus der Zeitschrift für Bergrecht, 52. Jahrg., H. 3, Sofia, Staatsdruckerei, 1913.
- BRÖNNER: Beiträge zur Morphologie des ostthüringischen Schiefergebirges. Abdruck aus Mitt. Geogr. Ges. (für Thüringen) zu Jena 32. Jena 1914.
- DAMMER, B., und O. TIETZE: Die nutzbaren Mineralien mit Ausnahme der Erze, Kalisalze, Kohlen und des Petroleums. II. Stuttgart 1914.
- DÖRPINGHAUS, W. T.: Die Zinn-, Wolfram- und Uranlagerstätten des atlantischen Randgebirges der iberischen Halbinsel sowie die allgemeine bergwirtschaftliche Bedeutung dieses Gebietes. Mit einer Übersichtskarte. S.-A. aus: „Metall und Erz“ XI, N. F. II, 1914, H. 9 u. 10.
- Eisenerzlagerstätten vom Chamonittypus bei San Miquel de las Dueñas in der nordspanischen Provinz Leon. S.-A. aus: Archiv für Lagerstättenforschung, H. 16. Berlin 1914.
- DUPARC, M. L.: Sur l'osstraitte, une pyroxénite riche en spinelle. S.-A. aus: Bull. de la Soc. franç. de Min. 36, 1913. Paris 1913.
- Sur l'origine du platine contenu dans les alluvions de certains affluents latéraux de la Koswa (Oural du Nord). S.-A. aus: Comptes rendus 156, 1913. Paris 1913.
- Sur les sables noirs de Madagascar et leur prétendue richesse en platine. S.-A. aus: Archives des Sciences phys. et nat. 37, 1914. Genève 1914.
- u. C. SUCI: Sur la variation dans la composition chimique des eaux d'infiltration. S.-A. aus: Archives des Sciences phys. et nat. 37, 1914. Genève 1914.
- , M. A. GROSSET u. M. GYSIN: Sur la géologie et la petrographie de la chaîne du Kalpale-Tokaiky-Kazansky (Pawdinskaya-Datcha). S.-A. aus: Bull. de l'Acad. Imp. des Sc. de St. Petersburg. Petersburg 1913.
- u. R. SABOT: Les Methodes de Fedorow. S.-A. aus: Archives des Sciences phys. et nat. 34, 1912. Genève 1912.
- , CHOUMOFF-DELEANO u. R. SABOT: Sur le produit de fusion de la dunite, et sur la dunite synthétique par voie ignée. S.-A. aus: Bull. de la Soc. franç. de Min. 36, 1913. Paris 1913.
- , R. SABOT u. M. WUNDER: Contribution à l'étude des minéraux des pegmatites de Madagascar. Sur quelques minéraux d'Ambalofotsikely. S.-A. aus: Bull. de la Soc. franç. de Min. 37, 1914. Paris 1914.
- u. H. SIGG: Sur un gisement de tourmalines dans une serpentine de l'Oural. S.-A. aus: Bull. de la Soc. franç. de Min. 37, 1914. Paris 1914.
- , R. SABOT u. M. WUNDER: Contribution à l'étude des minéraux des pegmatites de Madagascar. S.-A. aus: Bull. de la Soc. franç. de Min. 36, 1913. Paris 1913.
- , PINA u. S. Y RUBIES: Sur la composition des ségrégations de chromite dans la dunite platinifère. S.-A. aus: Bull. de la Soc. franç. de Min. 36, 1913. Paris 1913.

- ELKINS, M. G., u. G. R. WIELAND: Cordaitan Wood from the Indiana Black Shale (Contributions from the Paleontological Laboratory, PAEBODY Museum, Yale University, New Haven, Conn., U. S. A.) S.-A. aus: Am. Journ. of Sc. **38**, 1914.
- ERDMANNSDÖRFER, O. H.: Zur Geologie des Brockenmassivs. S.-A. aus: 7. Jahresber. Niedersächs. geol. Vereins zu Hannover 1914.
- 1. Zur Oberflächengestaltung des Mittelharzes. 2. Über Blockströme am Ostrand des Brockengranitgebietes. S.-A. aus: 7. Jahresber. Niedersächs. geol. Vereins zu Hannover 1914.
- GOTHAN, W.: H. POTONIÉ. S.-A. aus: Ber. Deutsch. Bot. Ges. **31**, 1913, Generalversammlungsheft. Berlin 1914.
- Die unterliassische (rhätische) Flora der Umgegend von Nürnberg. S.-A. aus: Abhandl. Naturhist. Ges. Nürnberg XIX, Bd. IV. Nürnberg 1914.
- HAARMANN, E.: Die Ibbenbürener Bergplatte, ein „Bruchsattel“. S.-A. aus: BRANCA-Festschrift 1914.
- HORN, M.: *Sagenopteris caledonia* n. sp. aus einem Calloviengeschiebe Ostpreußens. Mit 1 Figur. S.-A. aus: Schrift. Physik.-ökonom. Ges. Königsberg i. Preuß. **54**, 1913, H. 3.
- Vorläufige Mitteilungen über den ladinischen Knollenkalkkomplex der Südalpen. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1913, Nr. 16.
- Über Abrutschungen des Geschiebemergelkliffs an der Samlandküste. S.-A. aus: Schrift. Physik.-ökonom. Ges. Königsberg i. Pr. **54**, 1913, H. 2.
- Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen. Schles. Ges. für vaterländische Kultur, Sektion für Geologie usw., Sitzung vom 4. März 1914. Breslau 1914.
- JAWORSKI, E.: Beiträge zur Kenntnis der Lias-Volen Südamerikas und der Stammesgeschichte der Gattung Vola. S.-A. aus: Paläontol. Zeitschr. I, 2 1913. Berlin 1913.
- Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Südamerika. Unter Mitwirkung von Fachgenossen herausgegeben von Dr. G. STEINMANN. XXI. Beiträge zur Kenntnis des Jura in Südamerika. I. Allgemeiner Teil. S.-A. aus: N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. **37**. Stuttgart 1913.
- KEGEL: Der Taunusquarzit von Katzenelnbogen. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 76. Berlin 1913.
- KLÄHN, H.: Die Geologie der Umgebung von Colmar. Ein Beitrag zur Geologie zwischen Lauch und Fecht nebst einem paläontologischen Anhang: Die tertiären Fossilien zwischen Lauch und Fecht. Foraminifera, I. Teil. Colmar 1914.
- KOERT, W.: Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete, H. 1. Ergebnisse der neueren geologischen Forschung in den deutsch-ostafrikanischen Schutzgebieten. Berlin 1913.
- KRETSCHMER, F.: Der große Quarzstock und seine Nebengesteine bei Neudorf nächst Groß-Ullersdorf (Mähren). S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1914, II. Stuttgart 1914.
- LANG, R.: Geologisch-mineralogische Beobachtungen in Indien. 1. Klimawechsel seit der Diluvialzeit auf Sumatra. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1914, Nr. 9. Stuttgart 1914.
- Lublinit, die monokline Modifikation des Calciumcarbonats. S.-A. aus: N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. **38**. Stuttgart 1914.
- LULL, R. S.: Fossil Delphin from California. The American Journal of Science **37**, März 1914.

# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

### B. Monatsberichte.

Nr. 12.

66. Band.

1914.

### INHALT.

	Seite
Protokoll der Sitzung vom 2. Dezember 1914 . . . . .	409

#### *Vorträge:*

KAUNHOWEN: Zum Gedächtnis FRIEDRICH TORNAUS. (Mit einem Bildnis) . . . . .	410
FRECH-Breslau: Geologische Forschungsreisen im Taurus und türkisch-russischen Grenzgebirge (Titel) . . . .	415
Geschäftlicher Bericht . . . . .	416

#### *Briefliche Mitteilungen:*

v. STROMER, ERNST: Mitteilungen über Wirbeltierreste aus dem Mittelpliocän des Natrontales (Agypten). 4. Fische: a. <i>Dipnoi: Protopterus</i> . (Hierzu 4 Textfiguren) . . . . .	420
NAUMANN, ERNST: Über zwei neue Vorkommen von Basalt in Gangform bei Bermbach und Dankmars- hausen an der Werra. (Hierzu 1 Texttafel und 4 Text- figuren) . . . . .	425

<i>Neueingänge der Bibliothek</i> . . . . .	436
---	-----

<i>Ortsregister</i> . . . . .	439
-------------------------------	-----

<i>Sachregister</i> . . . . .	445
-------------------------------	-----

# Deutsche Geologische Gesellschaft.

## Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFPE †	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	„ BORNHARDT	„	HENNIG
sitzende:	„ KRUSCH	„	JANENSCH
Schatzmeister:	„ MICHAEL	„	WEISSERMEL
Archivar:	„ SCHNEIDER		

## Beirat für das Jahr 1914

Die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen,  
OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

## Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig einzuliefern. Die **Kosten für Korrekturen, Zusätze und Änderungen** in der 1. oder 2. Korrektur werden von der Gesellschaft nur in der Höhe von 6 Mark pro Druckbogen getragen; alle Mehrkosten fallen dem Autor zur Last.

Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets ganz zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,

Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,

Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,

Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**,  
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Oberberggrat Bornhardt**, Charlottenburg, Dernburg-Str. 49 oder Herrn **Professor Dr. Krusch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Rich. Michael**, Charlottenburg, Kaiserdamm 74, Postscheckkonto **Berlin NW 7, Konto Nr. 16071** oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.



*F. Forna*





# Zeitschrift

der

## Deutschen Geologischen Gesellschaft.

### B. Monatsberichte.

Nr. 12.

1914.

---

Protokoll der Sitzung vom 2. Dezember 1914.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Der Vorsitzende gibt die folgende, an die Mitglieder versandte Mitteilung bekannt:

Berlin, im November 1914.

#### Mitteilung des Vorstandes und Beirates.

Da die Allgemeine Versammlung unserer Gesellschaft, welche sich u. a. auch mit den Neuwahlen zu beschäftigen hatte, infolge des Kriegausbruches nicht abgehalten werden konnte, und eine große Anzahl der Mitglieder dem Heer angehört, haben der Vorstand und Beirat einstimmig beschlossen, von einer Neuwahl in der Dezember-Sitzung abzusehen und die Geschäfte in der bisherigen Weise bis auf weiteres zu führen.

Im Auftrage des Vorstandes und Beirates:

KRUSCH

HENNIG

Ferner hat der Vorstand beschlossen, die für die Hauptversammlung vorbereiteten geschäftlichen Berichte diesem Monatsbericht beizufügen und in der nächsten Allgemeinen Versammlung satzungsgemäß zu verlesen.

Herr MADSEN-Kopenhagen erklärt seine Bereitwilligkeit, Mitglied des Beirates zu bleiben, vorausgesetzt, daß seitens der Gesellschaft dem Ausländer gegenüber keine Bedenken vorliegen. Derartige Bedenken bestehen natürlich nicht.

Für das Vaterland gefallen sind die Mitglieder:

Herr Bergassessor Dr. DIETZ, Eisleben,  
Herr Bergassessor HOYER, Aachen,  
Herr Privatdozent Dr. VOGEL VON FALCKENSTEIN, Gießen,  
Herr Bezirks-Geologe Dr. TORNAU, Berlin.

Die Versammlung erhebt sich zu Ehren der Toten.

Als Mitglied der Gesellschaft wünscht aufgenommen zu werden:

Herr cand. geol. MÖLLER, Berlin N 4, Invalidenstr. 43,  
Geologisches Institut der Universität, vorgeschlagen  
von den Herren HAARMANN, HENNIG, JANENSCH.

Herr **KAUNHOWEN** widmet dem auf dem Felde der Ehre  
gefallenen Mitgliede Oberleutnant d. L. Dr. **TORNAU**, Ritter  
des Eisernen Kreuzes, folgenden warmempfundenen Nachruf:

Wieder hat der Tod eine schmerzliche Lücke in unsere  
Reihen gerissen, um so schmerzlicher, als er diesmal ein Mit-  
glied in der Vollkraft des Lebens und Schaffens hat mitgehen  
heißen.

Am Abend des 14. November erlag seiner in den Kämpfen  
bei Warschau erhaltenen schweren Verwundung in Breslau  
der Kgl. Bezirksgeologe Dr. **TORNAU**, Oberleutnant d. L. im  
L.-J.-R. Nr. 10, Ritter des Eisernen Kreuzes.

**FRIEDRICH KARL AUGUST TORNAU** wurde am  
11. Januar 1877 in Berlin geboren. Nachdem er auf dem König-  
städtischen Realgymnasium Ostern 1896 das Zeugnis der Reife  
erlangt hatte, widmete er sich, seiner Neigung zu den Natur-  
wissenschaften folgend, dem Bergmannsberufe und leistete sein  
praktisches Jahr als Bergbaubeflissener im Bereiche des Ober-  
bergamts Klausthal ab. Darauf studierte er bis zum Sommer-  
semester 1901 an der Bergakademie und an der Universität  
Berlin und bestand im Juni d. J. die Referendarprüfung.

Seine Neigung zur Geologie ließ ihn bereits während der  
Studienzeit neben seiner Ausbildung für den bergmännischen  
Beruf auch die Beschäftigung mit der ihm am meisten zu-  
sagenden Wissenschaft nicht vernachlässigen, und so nahm er  
denn in den akademischen Ferien neben der Befahrung von  
Gruben auch regelmäßig an größeren Exkursionen in die geolo-  
gisch wichtigen Gebiete des Harzes und Thüringens teil. Der  
Schluß seines akademischen Studiums fiel in die Zeit der be-  
trächtlichen Personalvermehrung an der Königl. Preuß. Geolog.

Landesanstalt, und so konnte er bereits am 1. Juli 1901 als Hilfsgeologe bei derselben eintreten. Im November 1902 promovierte er mit der Arbeit „Der Flözberg bei Zabrze. Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des oberschlesischen Steinkohlenbeckens“, die im Jahrbuch der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt und Bergakademie für 1902 erschienen ist, an der Universität Gießen zum Doctor philosophiae. Am 1. Juni 1910 erfolgte seine Ernennung zum Bezirksgeologen.

Der Deutschen Geologischen Gesellschaft gehörte TORNAU seit 1898 an; in der Mai-Sitzung d. J. wurde er auf Vorschlag von FIEBELKORN, P. G. KRAUSE und KLAUTZSCH als Mitglied aufgenommen. Er war ein regelmäßiger Besucher der Sitzungen unserer Gesellschaft und hat meist auch an ihren Jahresversammlungen und den damit verbundenen Exkursionen teilgenommen. Nach seiner ersten Rückkehr aus Afrika hielt er 1907 vor der Gesellschaft einen längeren Vortrag über „Die nutzbaren Mineralvorkommen, insbesondere die Goldlagerstätten Deutsch-Ostafrikas“.

TORNAUS wissenschaftliche Arbeiten liegen auf verschiedenen Gebieten der Geologie. Seiner Vorbildung zum bergmännischen Berufe entsprach zunächst seine erste Beschäftigung als Mitglied der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt im oberschlesischen Bergbezirke, wo er namentlich an den Aufnahmearbeiten auf dem Blatte Tarnowitz in den Jahren 1901, 1902 und 1905 nach seiner Rückkehr aus Deutsch-Ostafrika beteiligt war. Demselben Gebiete gehört ja auch seine vorher genannte Arbeit über den Zabrzeer Flözberg an, die eine Monographie dieses kleinen geologisch und wirtschaftlich wichtigen Gebietes darstellt und durch eine geologische Karte, Pläne und Profile erläutert wird. An seinen bergmännisch-geologischen Werdegang erinnern zum Teil auch seine Tätigkeit in Deutsch-Ostafrika und die damit in Zusammenhang stehenden Veröffentlichungen, auf die ich noch später zurückkommen werde.

Vorübergehend war TORNAU während eines Teiles des Sommers 1902 auch mit Aufnahmearbeiten in den großen Mooren des Emsgebietes in der Umgegend von Lingen beschäftigt gewesen. Seit 1906 bewegte sich seine dienstliche geologische Tätigkeit fast ausnahmslos im Diluvium. Nach kurzer Beschäftigung in den Niederungsgebieten der Umgebung von Breslau im Sommer 1906 kam er 1907 nach Ostpreußen, wo er mit nur einer mehrmonatlichen Unterbrechung durch seine zweite Reise nach Afrika bis zuletzt geblieben ist. Zunächst arbeitete er hier in dem geologisch recht interessanten Samlande, wo

er außer dem Diluvium auch die eigenartigen tertiären Schichten des Baltikums gründlich kennen zu lernen Gelegenheit hatte; nach der Aufnahme des Samlandes war er in den letzten Jahren in dem Gebiete südlich vom Pregel tätig, von dessen zuletzt bearbeitetem Blatte Zinten ihn der Ruf zu den Waffen für immer Karte, Hammer und Bohrer beiseitelegen hieß.

In den steilen Ufergehängen der die südliche Hochfläche durchschneidenden, nordwärts zum Frisching eilenden Bäche fand er auf dem Blatte Mahnsfeld dieses Arbeitsgebietes interessante fossilführende Diluvialschichten, über die seine letzte zurzeit im Druck befindliche Arbeit berichtet. Aus seiner ostpreußischen Aufnahmezeit stammen einige kleinere Arbeiten, die meist in der Gestalt von Aufnahmeberichten über die Lagerungsverhältnisse der tertiären und quartären Bildungen, die Endmoränen und Terrassen und das Vorkommen fossilführender Schichten der betreffenden Gebiete handeln.

Längere Zeit hat TORNAU in Deutsch-Ostafrika zugebracht, und der dortigen Tätigkeit entstammen seine größeren wissenschaftlichen Arbeiten. Das erstemal ging er im Auftrage des Reiches Ende 1902 als Nachfolger von KOERT dorthin und kehrte nach zweieinhalbjährigem Aufenthalte im Juni 1905 nach Deutschland zurück. Der Hauptzweck dieser ersten Reise war die Fortführung der von seinem Vorgänger begonnenen Trinkwasserversorgung von Daressalam und das Auffinden brauchbaren Wassers längs der Karawanenstraße. Diesen Arbeiten mußten natürlich umfangreiche geologische Vorarbeiten vorausgehen, die über die Hydrologie der betreffenden Gegenden wichtige Aufschlüsse ergaben. Ihre Ergebnisse sind in der von KOERT und TORNAU gemeinsam verfaßten Arbeit niedergelegt: „Zur Geologie und Hydrologie von Daressalam und Tanga (Deutsch-Ostafrika)“. Sie ist 1910 als 63. Heft der Neuen Folge der Abhandlungen der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt erschienen. Die glückliche Lösung der Beiden gestellten Aufgabe liefert einen besonders augenfälligen Beweis für die unumgänglich notwendige Mitwirkung des Geologen an den Fragen der Wasserversorgung.

Über seine Ergebnisse längs der Karawanenstraße hat TORNAU in der Arbeit „Die geologischen und hydrologischen Verhältnisse an der Karawanenstraße Kilwa-Songea“ in den Berichten über Land- und Forstwirtschaft in Deutsch-Ostafrika 1906 berichtet. In demselben Jahrgange veröffentlichte er auch eine zweite Arbeit „Die Goldvorkommen Deutsch-Ostafrikas, insbesondere Beschreibung der neuentdeckten Goldgänge in der Umgebung von Ikoma“.

Das zweitemal sehen wir TORNAU allerdings nur für kurze Zeit, vom November 1910 bis Juni 1911, in Deutsch-Ostafrika. Er sollte an den Tracierungsarbeiten zur Verlängerung der Deutsch-Ostafrikanischen Zentralbahn nach dem Tanganjika-See teilnehmen durch Untersuchung des in Frage kommenden Gebietes auf das Vorkommen wertvoller Lagerstätten. Eine als vorläufige Mitteilung bezeichnete Arbeit über Ergebnisse dieser zweiten Afrikareise ist in den Beiträgen zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete 1913 erschienen unter dem Titel „Zur Geologie des mittleren und westlichen Teiles von Deutsch-Ostafrika“. Er bringt darin eine Menge geologischer Beobachtungen längs des von ihm zurückgelegten Weges und erläutert seine Angaben durch Kartenskizzen und eine größere Zahl guter Abbildungen. Zu einer Fortsetzung dieser Arbeiten ist er leider nicht mehr gekommen. Noch im Frühling dieses Jahres unternahm er im Interesse derselben eine Reise in den Odenwald zum Studium der dortigen krystallinen Gesteine zwecks Vergleichs mit dem von ihm aus Afrika mitgebrachten Materiale.

TORNAUS Veranlagung und sein Interesse an unseren geologischen Wissenschaften berechtigten uns zu der Hoffnung, daß wir von ihm noch manche gute Arbeit erwarten durften. Sein reges wissenschaftliches Interesse bekundete sich auch in der Teilnahme an dem Internationalen Geologen-Kongreß in Stockholm 1910 und an den großen Exkursionen in das Innere Skandinaviens am Schlusse desselben.

In glücklicher Ehe war er seit 1908 mit CHARLOTTE geb. FIEBELKORN verheiratet, die in dem so früh Dahingegangenen den liebevollen Gatten und Vater ihres Sohnes betrauert.

Sein liebenswürdiges, zuvorkommendes Wesen, sein schlichter gerader Charakter, die Fähigkeit, sorgfältig zu beobachten, und die Zähigkeit, seine Untersuchungen bis zum vollen Ende durchzuführen, machten TORNAU zu einem lieben, erprobten Kollegen und sorgfältigen, zuverlässigen Mitarbeiter. Was uns über seinen frühen Tod einigermaßen zu trösten vermag, ist das Bewußtsein, daß es ihm vergönnt war, den schönsten Tod, den es für einen Mann geben kann, den Soldatentod bei der Verteidigung des Vaterlandes, zu sterben. Sei ihm die vaterländische Erde, für deren Verteidigung sein Blut geflossen ist, leicht. Sein Andenken wird bei uns fortleben.

## Verzeichnis der Arbeiten:

### a) Schriften.

- Der Flözberg bei Zabrze. Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des oberschlesischen Steinkohlenbeckens, mit einer geologischen Karte, Profilen, Skizzen und Bohrtabellen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad. für 1902. XXIII, S. 368—524. Zugleich Dissertation. Berlin 1903.
- Die Goldvorkommen Deutsch-Ostafrikas, insbesondere Beschreibung der neuentdeckten Goldgänge in der Umgebung von Ikoma. Vorl. Mitteil. Berichte über Land- u. Forstwirtsch. in Deutsch-Ostafrika. II, S. 265. 1906.
- Die geologischen und hydrologischen Verhältnisse an der Karawanenstraße Kilwa-Songea. Mit 1 Karte und 1 Tafel. Berichte über Land- u. Forstwirtsch. in Deutsch-Ostafrika. II, S. 128. 1906.
- Die nutzbaren Mineralvorkommen, insbesondere die Goldlagerstätten Deutsch-Ostafrikas. Monatsberichte der Deutsch. Geol. Ges. 1907, Nr. 3, S. 60—75. Berlin 1907.
- Verlauf und Beschaffenheit der Westgrenze des Tarnowitzer Dolomitvorkommens. Aufnahmebericht über Blatt Tarnowitz für 1905. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1905. XXVI, S. 734 u. 735. Berlin 1908.
- Über einige neue Funde von Diluvial-Fossilien aus Bohrungen in Ostpreußen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1910. 31, T. I, S. 299—312. Mit 1 Taf. Berlin 1910.
- W. KOERT u. F. TORNAU: Zur Geologie und Hydrologie von Daressalam und Tanga (Deutsch-Ostafrika). Mit 10 Taf. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., H. 63. Berlin 1910.
- Zur Geologie des mittleren und westlichen Teiles von Deutsch-Ostafrika. Beitr. z. geol. Erforsch. d. Deutschen Schutzgebiete. Herausgeg. v. d. Kgl. Geol. Landesanst. H. 6, 1913. Berlin 1913.
- Aufnahmeergebnisse der Blätter Neukuhren, Pobethen, Medenau und des nördlich des Frischen Haffes gelegenen Teiles des Blattes Brandenburg. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1911. 32, T. II, S. 544—556. Berlin 1914.
- Geologische Wirkungen der Sturmflut der Jahreswende 1913/1914 auf die Küsten der Ostsee. VI. Blatt Neukuhren. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1914, 35, T. II, S. 165—168. Berlin 1914.
- Geologische Beobachtungen in dem Tale des Frisching und seiner südlichen Nachbarschaft in Ostpreußen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1913. 34, T. II, S. 684—703. Berlin 1915.

### b) Geologische Karten.

- Die ostpreußischen Blätter Neukuhren, Pobethen und Medenau, Mahnsfeld und Zinten; ferner Bl. Brandenburg zum Teil.
- Das Blatt Kattern bei Breslau zum Teil.
- Die oberschlesischen Blätter Tarnowitz, Beuthen und Gleiwitz zum Teil.
- Die hannoverschen Blätter Lohne und Heseperthwist zum Teil.
- Die Lehrfelder der Landwirtschaftsschulen Berent in Westpreußen und Neidenburg in Ostpreußen.

Herr **FRECH**, Breslau, spricht über geologische Forschungsreisen im Taurus und türkisch-russischen Grenzgebirge<sup>1)</sup> (mit Lichtbildern).

v.

w.

o.

KRUSCH.

HENNIG i. V.

BÄRTLING.

---

<sup>1)</sup> Der Vortrag wird in den Abhandlungen dieser Zeitschrift erscheinen.

## Geschäftlicher Bericht.

### Bericht des Schatzmeisters.

Die beiden satzungsgemäß vorgesehenen Kassenprüfungen sind vorgenommen worden und haben zu Bemerkungen keinen Anlaß gegeben.

Zu dem Rechnungsabschluß für 1913 ist folgendes zu bemerken:

Mit Beginn des Jahres 1913 wurden ein Postscheckkonto und ein Bankkonto eingerichtet, welchen nunmehr die Mitgliederbeiträge zugingen;

auf Bankkonto wurden . . .	1 371,80 M.
„ Postscheckkonto wurden .	13 245,57 -
bar . . . . .	2 795,70 -
	<hr/>
	17 413,07 M.

eingezahlt.

Trotzdem zahlreiche rückständige Mitgliederbeiträge eingezogen werden konnten, sind die Außenstände immer noch verhältnismäßig groß. Einige Mitglieder, die mehr als 3 Jahre hindurch die regelmäßigen Aufforderungen und Mahnungen unbeantwortet oder zurückgehen ließen, mußten aus der Liste gestrichen werden.

Der Vermögensstand der Gesellschaft am 31. XII. 1913 mit 9095,91 M. gegen 11 078,15 M. des Vorjahres ist nur scheinbar geringer.

Der Saldo-Vorschuß von 3204,09 M. ist dadurch hervorgerufen, daß die im I. Vierteljahr 1914 entstandenen Ausgaben für die Zeitschrift Bd. 65, Abh. IV und Monatsberichte 11 u. 12 mit 3289,95 M. sowie der Beitrag zur Geologischen Rundschau für 1913 mit 1000,60 M., im ganzen 4290,55 M., noch auf 1913 verrechnet worden sind, um von jetzt an die Jahreseinnahmen und Jahresausgaben mehr in Einklang zu bringen.

Der entsprechende Ausgleich muß sich im Jahre 1914 wieder einstellen. Nach der alten Zahlungsart würde sich ein Vermögensstand von 13 386,46 M., also ein Plus von 2308,31 M., ergeben haben.



Der Voranschlag für 1914 und 1915 stellt sich folgendermaßen:

**Voranschlag für 1914.**

<i>Einnahme</i>	M.	<i>Ausgabe</i>	M.
1. Mitgliederbeiträge 660 × 25 M. = . . .	16 500	1. Druckkosten . . . . .	12 100
2. Verkauf von Druckschriften . . . . .	2 400	2. Bibliothek . . . . .	950
3. Zinsen . . . . .	500	3. Vergütungen . . . . .	1 850
4. Sonstiges . . . . .	50	4. Jahresversammlung . .	200
		5. Zuzahlung für die Fortschritte an Geologische Vereinigung . .	400
		6. Versendung der Zeitschrift . . . . .	1 450
		7. Sonstige Ausgaben . . .	2 500
	<u>Sa. 19 450</u>		<u>Sa. 19 450</u>

**Voranschlag für 1915.**

<i>Einnahme</i>	M.	<i>Ausgabe</i>	M.
1. Mitgliederbeiträge 700 × 25 M. = . . .	17 500	1. Druckkosten . . . . .	12 300
2. Verkauf von Druckschriften und Inseratenpacht . . . . .	2 500	2. Bibliothek . . . . .	950
3. Zinsen . . . . .	500	3. Vergütungen . . . . .	1 850
4. Sonstiges . . . . .	100	4. Jahresversammlung . .	400
		5. Zuzahlung für die Fortschritte an Geologische Vereinigung . .	400
		6. Versendung der Zeitschrift . . . . .	1 900
		7. Sonstige Ausgaben . . .	2 800
	<u>Sa. 20 600</u>		<u>Sa. 20 600</u>

Der Vermögensstand der HERMANN CREDNER-Stiftung betrug am 31. Dezember 1913 22 000 M. in 4proz. Kur- und Neumärkischen Kommunal-Obligationen und 426,15 M. in bar.

Von einer Verteilung der Zinsen als Stipendium ist in diesem Jahre 1914 Abstand genommen worden; es waren 2 Bewerbungen eingegangen.

Die Bewerbungen werden für das Jahr 1915, in welchem voraussichtlich der doppelte Zinsbetrag zur Verfügung stehen wird, vorgemerkt werden.

### Bericht des Archivars.

Seit der letzten Hauptversammlung verstorbene Mitglieder:

BALTZER-Bern.  
A. FRIČ-Prag.  
v. GOLDBECK-Hannover.  
T. HAARMANN-Osnabrück.  
HAAS-Kiel.  
LÜCKE-Breslau.  
MICHELIS-Andernach.  
POTONJÉ-Berlin.  
ROSENBUSCH-Heidelberg.  
SCHULZ-Köln-Lindenthal.  
SOENDEROP-Berlin.  
STERZEL-Chemnitz.  
TRAUBE-Berlin.  
TSCHERNYSCHEW-Petersburg.  
WAHNSCHAFTE-Berlin.

Infolge zahlreicher Todesfälle, Austrittserklärungen und der Löschung mehrerer seit Jahren mit ihren Beiträgen im Rückstande befindlichen Mitglieder hatte sich die Gesamtzahl der Mitglieder seit Januar 1913 bis zum Erscheinen des Verzeichnisses für 1914 von 683 auf 668, also um 15 verringert. Da der Zuwachs in diesem Zeitraum 25 betrug, ist also ein Abgang aus obigen Gründen von 40 Mitgliedern zu verzeichnen. Erfreulicherweise stehen diesem Verlust 70 Beitrittserklärungen gegenüber, die in dem Halbjahre seit Januar 1914 erfolgt sind, und die vorzugsweise auf eine erfolgreiche Propaganda zurückzuführen sind. In dankenswerter Weise hat sich eine große Zahl von führenden Firmen der Bergwerks- und Hüttenindustrie bereit erklärt, unsere Bestrebungen durch ihren Beitritt zu fördern, so daß wir jetzt mit einer Mitgliederzahl von etwa 740 rechnen können.

Für die Bibliothek der Gesellschaft ist das abgelaufene Geschäftsjahr dadurch von besonderer Bedeutung geworden, daß ihr durch das Entgegenkommen der Direktion der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt an Stelle der kleinen bisher benutzten Kellerräume ein nicht unbeträchtlicher Teil des Büchermagazins der genannten Landesanstalt zur Unterbringung der Bücher zur Verfügung gestellt ist. Dieses helle und luftige Magazin ist nach den neuesten bibliothekarischen Erfahrungen erbaut und mit LIPPMANNschen Regalen versehen, so daß auch

für unsere Bücherei eine weit größere Übersichtlichkeit und Sauberkeit erzielt worden ist, und manches Werk, das wegen Platzmangel bisher in einer Ecke verstaubt war, nun seine ordnungsgemäße Aufstellung gefunden hat. Auch ist für die Erweiterung unserer Bibliothek für absehbare Zeit gesorgt.

Einer der bisherigen Bibliotheksräume ist uns noch für unser Archiv, d. h. im wesentlichen zur Unterbringung der Restbestände unserer Zeitschrift, überlassen, so daß nun auch dieses, das an der Grenze seiner Ausdehnungsmöglichkeit stand, über einen größeren Raum verfügt.

Dem Leiter der Geologischen Landesanstalt, Herrn Geheimen Oberberggrat BEYSCHLAG, sei auch an dieser Stelle der Dank der Gesellschaft ausgesprochen.

Die Revision der Bibliothek hat satzungsgemäß stattgefunden.

Die seit nunmehr  $1\frac{1}{2}$  Jahren mit Hilfe einer Kartothek durchgeführte Versendung der Drucksachen direkt durch die Gesellschaft hat sich gut bewährt, so daß der Stand der Versendung — namentlich auch hinsichtlich der zurzeit unauffindbaren oder mit den Beiträgen rückständigen Mitglieder — jederzeit sofort übersehen werden kann.

### Bericht des Redakteurs.

Seit der letzten Hauptversammlung sind wie bisher die Hefte der Abhandlungen und Monatsberichte rechtzeitig erschienen, ebenso die Berichte über die Fortschritte der Geologie. Infolge des Krieges ist der redaktionelle Verkehr mit den Autoren sowie die Drucklegung derart erschwert, daß die Herausgabe der Monatsberichte sehr verzögert wird. Es müssen daher häufiger, als es sonst üblich war, mehrere Hefte vereinigt werden. Die Herausgabe der Abhandlungen wird keine wesentlichen Störungen erfahren.

## Briefliche Mitteilungen.

### 29. Mitteilungen über Wirbeltierreste aus dem Mittelpliocän des Natrontales (Ägypten).

#### 4. Fische: a) *Dipnoi*: *Protopterus*.

Von Herrn ERNST STROMER in München.

(Hierzu 4 Textfiguren.)

Bei der Beschreibung der ersten fossilen Gebißreste von *Lepidosirenidae* aus den oligocänen Qatrani-Schichten Ägyptens suchte ich (1910, S. 613 ff.) zunächst die systematische Bestimmbarkeit rezenter Gebisse festzustellen. Ich fand, daß Arten sich darnach kaum mit Sicherheit trennen lassen, daß sich aber der südamerikanische *Lepidosiren* von dem afrikanischen *Protopterus* in folgendem unterscheidet.

Bei *Lepidosiren* ragt der *Processus antorbitalis palatini* weniger stark seitlich und endet die erste Zahnkante des *Palatinum* gewöhnlich ungefähr rechtwinklig, während bei *Protopterus* jener Fortsatz sehr spitzwinklig nach der Seite ragt, und die erste Zahnkante vorn ein nach unten spitzes Eck bildet.

Am *Spleniale* ist bei *Lepidosiren* die erste Zahnkante basalwärts anscheinend niemals stark verdickt, der Sockel der zweiten ragt mäßig, der der dritten Kante ganz wenig seitlich, die Furche für den MECKELschen Knorpel, die ich *Sulcus externus ossis splenialis* nennen möchte, ist bis unter den Sockel der zweiten Zahnkante scharf begrenzt, und der Kronfortsatz endet oben meistens spitzwinklig. Bei *Protopterus* ist die erste Zahnkante oft zu einem Kegel verdickt, der Sockel der zweiten ragt wenig, der der dritten gar nicht seitlich vom Kiefferrand; jene Furche ist weniger scharf begrenzt und reicht nach vorn höchstens bis unter den Sockel der zweiten Kante, und der Kronfortsatz endet oben allermeist breit gerundet.

Danach mußte ich die oligocänen Gebißreste als solche von *Protopterus* aff. *annectens* OWEN, *Pr.* aff. *aethiopicus* HECKEL, *Pr. libycus* nov. spec. und *Lepidosiren* aff. *paradoxa* NATTERER bezeichnen. Ich vermutete aber, daß der im Kongogebiet lebende *Protopterus Dolloi* BOULENGER wie in seiner äußeren Gestalt und seiner Rippenzahl, so auch im Gebiß zwischen den zwei Gattungen vermittele.

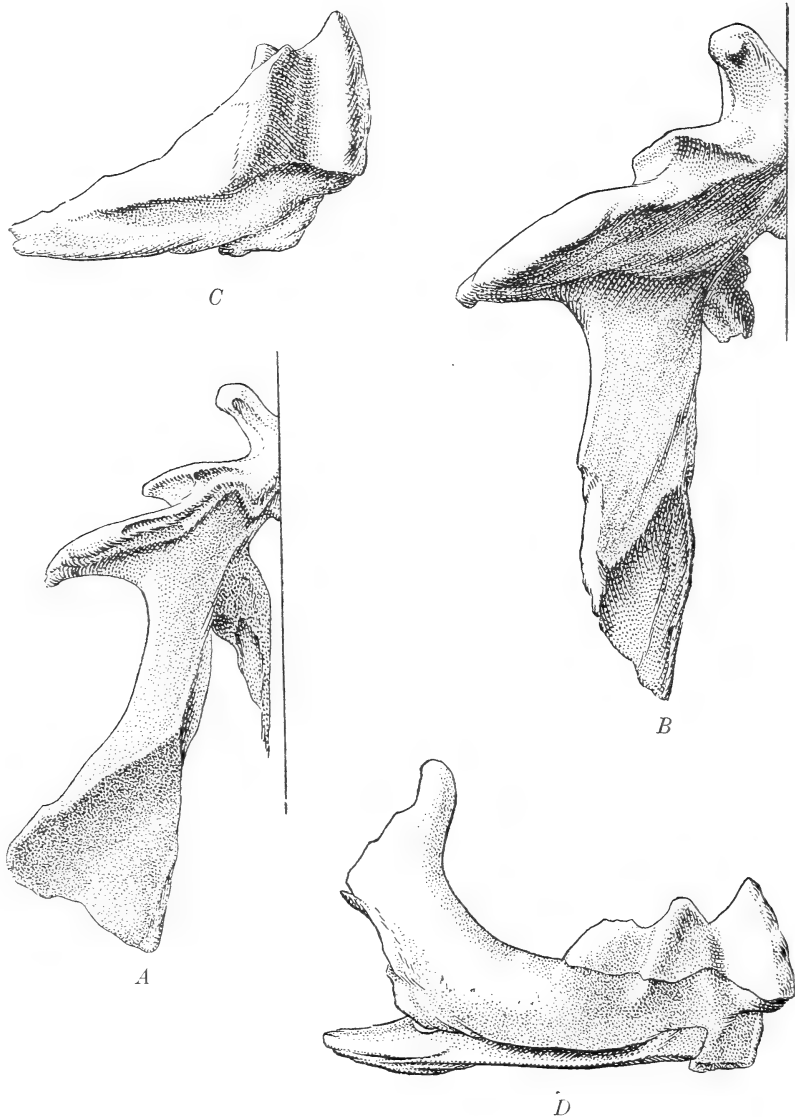
Erst nach mehrfachen Bemühungen gelang es mir jetzt, durch die Güte des Herrn Dr. SCHUBOTZ, der Material im Kongogebiet gesammelt hat, aus dem Hamburger Naturhistorischen Museum zwei Stück dieser Art zur Skelettierung zu erhalten. Ich danke hiermit ihm sowie Herrn Direktor Dr. LOHMANN, ebenso aber auch Herrn Oberstudienrat Prof. LAMPERT, der mir erneut zwei Stück des *Protopterus annectens* aus der Stuttgarter Naturaliensammlung sandte; auch Herrn Professor ZUGMEYER, der mir *Lepidosirenidae* der hiesigen zoologischen Sammlung zum Vergleich überließ; endlich Herrn Prof. DEECKE, der mir aus der Freiburger Sammlung drei fossile Gebißreste aus dem Natrontale sandte.

Das 62 cm lange Stück A und das wenig größere, 66 cm lange B des *Pr. Dolloi* stimmen im wesentlichen überein. Bei beiden ist am *Palatinum* die erste Kante kaum verdickt, und wie gewöhnlich bei *Protopterus*, ihr Vordereck nach unten zu etwas spitz, der *Processus antorbitalis* aber ragt bei A kaum mehr, bei B nur wenig mehr als bei *Lepidosiren* seitlich. Medianwärts von der Stelle, wo die zweite und dritte Zahnkante zusammenstoßen, ist bei A und noch deutlicher bei B am Hinterrand der Zahnkante eine kleine Ausbuchtung nach hinten zu vorhanden, die ich sonst nur bei *Pr. aethiopicus* angedeutet finde.<sup>1)</sup>

Am *Spleniale* ist die erste Kante basalwärts sehr wenig verdickt, und ihr Obereck besonders bei A hochkonisch; der Sockel der zweiten Kante springt sehr wenig seitlich vor, derjenige der dritten bei A nicht, bei B fast nicht. Die dritte Kante ist übrigens relativ kurz und viel niedriger als die zweite. Der Innenrand der Zahnkanten bildet unter der Vereinigungsstelle der ersten und zweiten Kante ein deutliches gerundetes Eck nach unten. Die Furche für den MECKELschen Knorpel ist zwar scharf begrenzt, endet aber bei A unter und bei B sogar schon etwas hinter dem Sockel der zweiten Kante. Der

---

<sup>1)</sup> Das *Parasphenoid* ist bei beiden wie anscheinend stets bei *Protopterus* vorn quer abgestutzt, während es bei *Lepidosiren* immer nach vorn konvex zu enden scheint.



*Protopterus*-Gebisse in doppelter Größe.

- A = Linkes *Palatopterygoideum* des *Pr. Dolloi* von unten,  
 B = Dasselbe von *Pr. aff. annectens* OWEN aus dem Pliocän des Natron-  
 tales von unten,  
 C = Vorderende des rechten *Spleniale* desselben von der Seite,  
 D = Rechtes *Spleniale* des *Pr. Dolloi* von der Seite.

Vorderrand des Kronfortsatzes erhebt sich erst eine Strecke weit hinter dem Ende der dritten Zahnkante und ziemlich senkrecht, sein Hinterrand jedoch verläuft nach oben und mäßig nach vorn, so daß das Oberende sehr schmal und gerundet spitzwinklig wird. Die ziemlich fest verwachsene Symphyse endlich ist unten zwar wie gewöhnlich verdickt, hat aber nur einen kleinen Vorsprung nach vorn, kaum nach hinten.

Im wesentlichen schließt sich *Pr. Dolloi* also auch im Gebiß an die anderen *Protopterus*-Arten an, in seinem schwächeren *Processus antorbitalis* und in der schärferen Begrenzung des *Sulcus externus*, kaum im Sockel der dritten unteren Kante und im Kronfortsatze vermittelt er aber zu *Lepidosiren*. Die Ausbuchtung am Hinterrande des Palatinzahnes und die verhältnismäßig kurze dritte untere Kante sind vielleicht besondere Kennzeichen der Art.<sup>1)</sup>

Danach besteht kein Grund, die auf S. 421 erwähnte Benennung der oligocänen Gebisse zu ändern, nur möchte ich ausdrücklich hervorheben, daß ich damit nicht behaupten will, daß im Oligocän so viele Arten zusammen gelebt hätten; denn ich kam zur Ansicht, daß sich Arten nach Gebissen kaum sicher bestimmen lassen, und wollte mit den Benennungen nur klarstellen, welcher rezenten Gebißform die fossilen Reste zuzurechnen sind. Immerhin bleibt als höchst bemerkenswert bestehen, daß im Oligocän Ägyptens nicht nur mehrere *Protopterus*-Arten oder im Gebiß ungewöhnlich variable Arten vertreten sind, sondern auch Gebißformen, die zu dem südamerikanischen *Lepidosiren* vermitteln oder ihm sogar zugezählt werden müssen.

In den miocänen fluviomarinen Schichten gelang es mir leider nicht, solche Reste zu finden, im fluviomarinen Mittelpliocän des Natrontales aber grub auf meine Veranlassung

<sup>1)</sup> Da die Struktur der kleinen Vomer-Zähne, welche bei *Lepidosirenidae* abgeplattete schiefe Kegel darstellen, noch nicht untersucht zu sein scheint, ließ ich einen Vertikalschliff durch einen von *Pr. Dolloi* machen. Er zeigt im wesentlichen die Struktur der großen Palatin- und Splenialzähne. Auf einem Sockel von spongiösem Knochen ist in der Spitze etwas Trabekulardentin mit nach der Zahnspitze spitzwinklig ausstrahlenden Büscheln von Dentinröhrchen vorhanden, darüber und besonders seitlich Vitrodentin und endlich ein ganz dünner schmelzartiger Überzug, der an der Spitze bräunlich gefärbt ist.

Bei keinem der untersuchten Gebisse von *Lepidosirenidae* fand ich irgendeinen Anhalt, daß ein Zahnwechsel stattfindet. Ich muß wie SEMON (1899, S. 129), RÜSES (1892) Eintreten für einen solchen für verfehlt halten.

der Sammler MARKGRAF einige Reste aus. Davon übergab ich der hiesigen paläontologischen Sammlung einen linken Palatinzahn eines etwa 50 cm langen *Protopterus*, und aus der Freiburger Sammlung erhielt ich zur Untersuchung ein rechtes *Palatinum* eines 70—80 cm langen Tieres, einen linken Splenialzahn eines etwa 50 cm langen und einen rechten eines 70—80 cm langen, Reste, die MARKGRAF gleichfalls im Natrontale ausgegraben hat.

Die beiden Palatinzähne scheinen mir nur Altersunterschiede zu zeigen. Die erste Kante hat nämlich ein nach unten spitzes, bei dem größeren Stücke allerdings sehr wenig abwärts ragendes Eck und ist bei dem kleineren sehr wenig, bei diesem nur mäßig verdickt. Sie befindet sich, besonders bei ihm, sehr nahe der Mittellinie. Die zweite Zahnkante ragt sehr wenig seitlich, die dritte endet stumpfwinklig, und ihr Knochensockel, der *Processus antorbitalis*, ragt ein wenig mehr seitlich als bei *Protopterus Dolloi*.

Die *Splenialia* sind wie die oligocänen und wie die *Palatina* in der Symphyse nicht verschmolzen gewesen, obwohl das größere einem stattlicheren Tiere angehörte als die zwei Stücke des *Pr. Dolloi*. Die Symphyse ist übrigens unten vorn und hinten etwas verdickt. Die erste Zahnkante, die sehr kurz ist, endet mit einer Spitze nach oben und ist basalwärts etwas verdickt, jedoch viel weniger als bei *Pr. aethiopicus*. Der Sockel der zweiten Kante ragt sehr wenig seitlich, die dritte ist leider ebenso wie das ganze Hinterende des *Spleniale* abgebrochen. Jedoch ist bei dem größeren Stück das seichte Vorderende des *Sulcus externus*, das unter dem Sockel der zweiten Kante ausläuft, noch erhalten.

Darnach handelt es sich zweifellos um *Protopterus*-Reste. Sie können aber nicht dem im Nil oberhalb Chartums noch lebenden *Pr. aethiopicus* zugerechnet werden, da bei ihm die ersten Kanten mehr verdickt sind und der *Processus antorbitalis* stärker seitlich ragt. *Pr. Dolloi* unterscheidet sich durch dessen Schwäche und das Eckchen am Hinterrand des Palatinzahnes. Dagegen ist *Pr. annectens* bis auf den ein wenig stärkeren *Proc. antorbitalis* so ähnlich, daß ich alle vier Reste des Natrontales als *Protopterus* aff. *annectens* OWEN benennen muß. Danach lebte also während des Pliocäns *Protopterus* im Mündungsgebiet des libyschen Urniles etwa 14 Breitengrade nördlich vom nördlichsten heutigen Vorkommen von *Lepidosirenidae*.



*Benutzte Literatur.*

- RÖSE, C.: Über Zahnbau und Zahnwechsel der *Dipnoer*. Anatom. Anzeig., Jahrg. 7, S. 822 ff. Jena 1892.  
SEMON, R.: Die Zahnentwicklung des *Ceratodus forsteri*. Zool. Forschungsreisen in Australien. I, S. 115 ff. Jena 1899.  
STROMER, E.: Über das Gebiß der *Lepidosirenidae* und die Verbreitung tertiärer und mesozoischer Lungenfische. R. HERTWIG'S Festschrift, II, S. 613 ff. Jena 1910.

### 30. Über zwei neue Vorkommen von Basalt in Gangform bei Bermbach und Dankmarshausen a. d. Werra.

Von Herrn ERNST NAUMANN.

(Mit 1 Texttafel und 4 Textfiguren.)

Berlin, den 29. September 1914.

Bei Begehungen neuer Bahnbauten im Werragebiete, die ich für die Königliche Geologische Landesanstalt in Berlin ausführte, machte ich im Sommer 1912 und 1913 einige interessante Beobachtungen über Basaltgänge, die ich im folgenden mitteilen möchte.

#### 1. Aufschlüsse an der Kleinbahn Wenigentaft-Mariengart.

Diese auf den Meßtischblättern Geisa und Lengsfeld gelegene Bahnstrecke wurde von mir zum ersten Male im Herbst 1912 und dann nochmals im Frühjahr 1913 besucht. Die Strecke schneidet im wesentlichen nur flachgelagerte Schichten des Röts an, ohne daß irgendwelche größeren Verwerfungen zu beobachten sind. In einigen Einschnitten macht sich aber eine durch die Einlagerung wenig mächtiger Sandsteinbänke in den roten, seltener grauen Mergeln des Röts doppelt auffällige Anhäufung kleiner Verwerfungen von ganz geringer Sprunghöhe bemerkbar, während dazwischen Aufschlüsse liegen, in denen die Schichten weniger oder gar nicht von solchen Verwerfungen durchsetzt sind. Dabei ist das Fallen der Röt-bänke flach und von Faltungen nichts zu sehen. Solche an kleinen Verwerfungen reichen Aufschlüsse liegen besonders bei Kilometerstein 6/5 und bei Stein 5/7. Von beiden ist

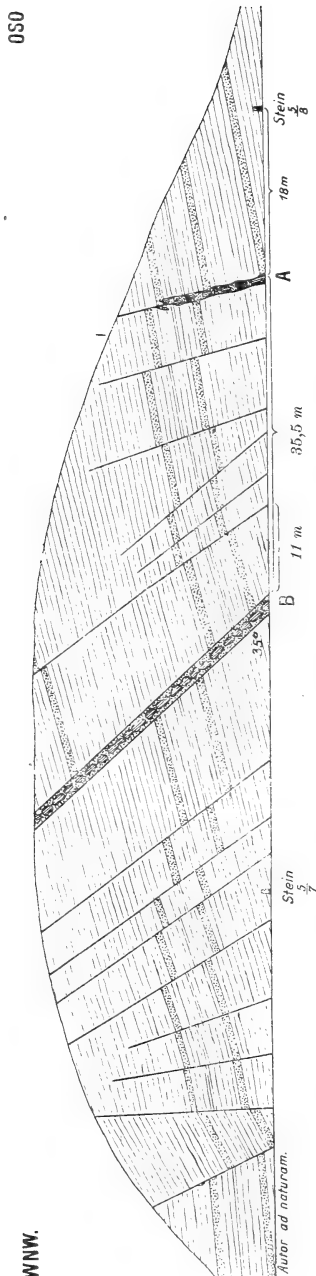


Fig. 1.

Basalt, Verwerfungen im Oberen Buntsandstein ausfüllend.

Nordstoß des Eisenbahneinschnittes der Kleinbahn Wenigentaft—Oechsen bei Bernbach in der Vorderhön. 1913.

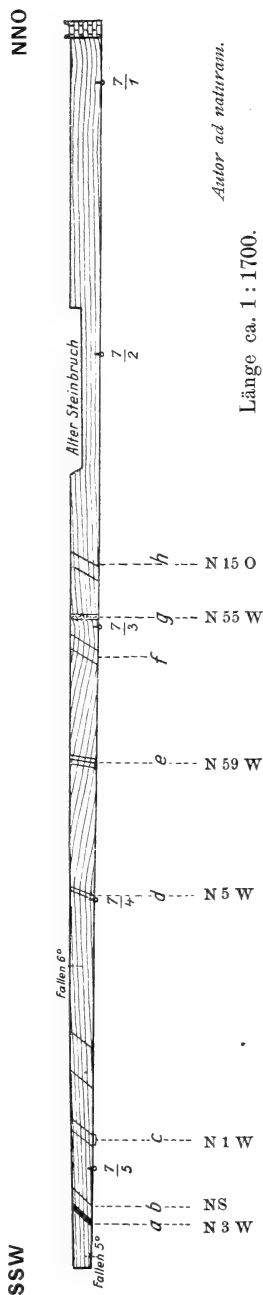


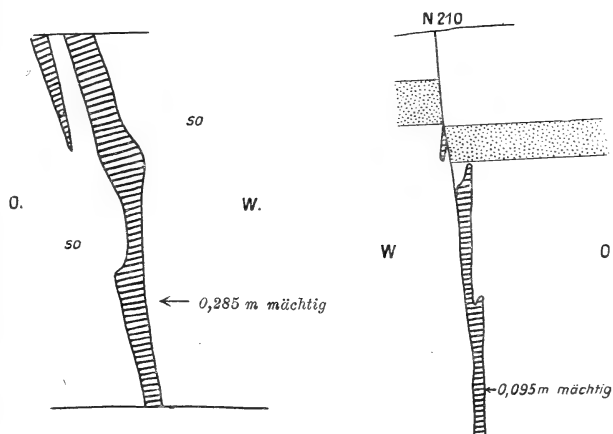
Fig. 2.

Basaltgang und Spalten verschiedener Richtung im Unteren Buntsandstein.

Eisenbahneinschnitt am Bahnhof Dankmarshausen. 1913.

Länge ca. 1 : 1700.

der Aufschluß bei 5/7 am Sattigberg, nordöstlich vom Dorfe Bermbach<sup>1)</sup>, von besonders großem Interesse, weil hier zwei der kleinen Verwerfungen mit Basalt gefüllt sind, also Basaltgänge darstellen. Ich habe den Hauptgang photographisch aufgenommen, das übrige Profil aber, das sehr gut und noch ziemlich frisch aufgeschlossen war, nach der Natur gezeichnet und nur die wichtigsten Maße mit dem Maßstab genommen. Das Bild unserer Texttafel gibt den Hauptgang, Fig. 1 den Nordstoß des ganzen Profils. Daneben sind in Fig. 1a und b die beiden Durchschnitte des kleineren Basaltganges mit dem



Östlicher Basaltgang im Eisenbahneinschnitt bei Bermbach.

Fig. 1a.

Am Südstoß bei A von Norden  
gesehen.

Fig. 1b.

Am Nordstoß bei A von Süden  
gesehen.

Nord- und Südstoß des Einschnitts zur Darstellung gebracht, die ich ebenfalls nach der Natur zeichnete, da mir keine photographischen Platten mehr zur Verfügung standen.

Die auffallende, von mir bereits früher hervorgehobene<sup>2)</sup> Tatsache, daß die gangförmigen Basaltausbrüche in unserer Gegend Nord-Südspalten, und zwar ganz unbedeutende Verwerfungen von minimaler Sprunghöhe oder Spalten, ohne Ver-

<sup>1)</sup> H. BÜCKING: Geologische Übersichtskarte der Rhön. Berlin 1914.

<sup>2)</sup> E. NAUMANN: Über einige vulkanische Erscheinungen im Werra-tale. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1912, 33, S. 466 f.

werfung benutzt haben, kann wohl nicht schöner vor Augen geführt werden, als dies durch unseren Aufschluß bei km 5/7 geschieht (vgl. Fig. 1). Der größere, 0,85 m mächtige Gang bei B in Fig. 1 besteht aus einem ziemlich stark zersetzten Limburgit, der makroskopischen Olivin führt. Durch die Mitte des Ganges zieht sich eine Reihe fester, kugelig abgesonderter Basaltkerne, von denen die graugrün bis rostbraun verwitterte, mürbe „Basalterde“ schalig-pulvrig abfällt. Dieser Gang streicht N 12° O und fällt mit etwa 35° nach SO ein; sein Streichen und Fallen ist also den zahlreichen — es sind in unserem Profil dereh 15 — kleinen Verwerfungen, besonders den ihm benachbarten, ungefähr parallel; seine Gangspalte gehört ohne allen Zweifel zu diesem Verwerfungssystem.

48 Schritte östlich von diesem Hauptgang befindet sich der in Fig. 1 bei A und daneben in Fig. 1a und b dargestellte kleinere Gang, wohl nur eine Apophyse des größeren. Dieser Gang setzt ebenfalls auf einer Verwerfung im Röt auf, die jedoch nur geringe Sprunghöhe hat. Am Nordstoß ist der Basalt der Spalte nur bis zu der unteren Schichtfläche der Sandsteinbank (vgl. Fig. 1b) gefolgt, wo er, sich verschmälernd, mit rundlicher Spitze endet. Ein schmales, scheinbar abgespratztes Basaltgangstück hängt noch etwas höher an der Spalte. Am Südstoß sieht man außer dem hier etwas mächtigeren Basaltgang (Fig. 1a) noch ein zweites Gangstück, das nach unten keine Fortsetzung zeigt. Die Verwerfung der Rötschichten war auf dieser Seite des Einschnittes infolge Verrollung weniger gut aufgeschlossen und ist deshalb nicht gezeichnet worden. Wenn einige Spalten in der Zeichnung Fig. 1 nicht bis zur oberen Begrenzung des Profils geführt sind, so ist damit nur angedeutet, daß an solchen Stellen die Böschungsfäche zu verwaschen war, die Spalten also nicht zu erkennen waren, nicht etwa, daß sie aufhörten. Das Bild des Ganges bei A erleidet also auf die kurze Entfernung von einer Seite des Einschnitts zur anderen eine ganz erhebliche Abänderung.

Daß hier eine Beziehung zwischen Basalterruptionen und Spalten besteht, ist aus Fig. 1 ohne weiteres ersichtlich. Die Annahme, daß die hier vorhandenen Basalte bei ihrer Eruption die Zerrüttung eines Röststreifens in zahlreiche, einander ungefähr parallel streichende und gegenseitig in vertikaler Richtung etwas verschobene Schollen bewirkt hätten, scheint mir nicht die richtige Erklärung zu geben. Wenn die zwei Basalte bei ihrem Empordringen wirklich diese vielen Schollen-

verschiebungen bewirkt hätten, so müßte solches doch auch überall, wo Basaltgänge gut aufgeschlossen sind, durch Verschiebungen der Sedimentschichten zum mindesten an den Gängen selbst zum Ausdruck kommen. Es gibt aber viele Basaltgänge, an denen nicht die geringste Verschiebung des Nebengesteins nachzuweisen ist, z. B. die Basalte von Hörschel und vom Hornberg bei Eisenach<sup>1)</sup>. Ferner spricht gegen eine solche Annahme der Umstand, daß in unserem Falle bei Bermbach an dem Nachbargestein, dem Röt, nirgends irgendwelche Spur einer Gewalttätigkeit des Magmas, etwa einer Zertrümmerung oder Zerrüttung des Röts, in der nächsten Nachbarschaft der Gänge zu sehen ist, sondern die Sandsteinbänke und Mergel zunächst den Basalten liegen in schönster Ordnung zwischen den Spalten, als ob nichts geschehen wäre. Von abgerissenem und in die Basaltmasse aufgenommenen Material ist hier nichts zu erkennen. Von einer großen Aktivität des Basaltes ist also nichts wahrzunehmen, sondern wie zufällig scheint der Basalt in einzelne Spalten hineingeraten zu sein. Ich kann mir hiernach die Sache nur so erklären, daß in unserem Falle zwei von den bereits vorhandenen Spalten, wie ich früher (a. a. O., S. 464) schon gesagt habe, offen waren, als das Magma heraufdrang, und daß letzteres die Spaltenöffnungen ohne weiteres ausfüllte. Wo aber die Spalte nach oben nicht weiter offen war wie bei A in Fig. 1 oder in Fig. 1b, da blieb die Lava, die ohnehin bereits eine gewisse Abkühlung erfahren hatte, sozusagen stecken, so daß sie z. B. die Sandsteinbank in Fig. 1b nicht mehr durchbrechen konnte. Anscheinend hat also diese Apophyse des großen Ganges nicht mehr den nötigen Nachschub von unten erhalten, so daß die Kraft der Eruption erlahmt ist. Ein ganz ähnlicher apophysenartiger Nebengang wurde von mir bei Hörschel beschrieben<sup>2)</sup>. Dort sieht man im Unteren Wellenkalk am Bahnhofe Hörschel den bekannten Basaltgang aufsetzen, und etwas westlich davon findet sich ein nur 5 cm mächtiger Gang, der nach oben sehr bald auskeilt, d. h. die Spalte, in der er emporgedrungen ist, schließt sich. Ich vermute, dieser Gang ist eine Apophyse des größeren, östlichen Ganges.

<sup>1)</sup> Vgl. E. NAUMANN: a. a. O., S. 460.

<sup>2)</sup> Geologische Spezialkarte von Preußen, Blatt Creuzburg, Erläuterung, S. 74.

## 2. Die Aufschlüsse an der Werrabahn bei Dankmarshausen.

Ein anderer Aufschluß, der das Verhältnis des Basaltes zu den Spalten vortrefflich zeigt, liegt bei Dankmarshausen an der Werra. Hier wurden im Jahre 1913 zur Erweiterung des an den Bahnhof Dankmarshausen südlich sich anschließenden Eisenbahneinschnittes die Schichten des Unteren Buntsandsteins auf der westlichen Seite des Einschnittes freigelegt. Fig. 2, S. 426, gibt eine maßstäbliche Darstellung des Schichtenbaues dieses ungefähr 500 m langen Aufschlusses.

Wenn wir dieses Profil von S nach N abgehen, so tritt uns zunächst 24 Schritte südlich vom Stein 7/5 in den sehr flachfallenden Schichten des Unteren Buntsandsteins, die hier im wesentlichen nur aus feinkörnigen Sandsteinen bestehen, bei a ein kleiner, nur 0,44 m mächtiger Basaltgang entgegen, der den Einschnitt unter einem Winkel von etwa  $45^{\circ}$  durchschneidet. Das dunkelgraue Gestein, ein limburgitischer Basalt, enthält große Olivine und Drusen von Kalkspat und Zeolithen, ist aber besonders an den Rändern des Ganges zu einer grünlichen Basalterde verwittert. Am Gang ist weder eine Frittung des Nachbargesteins noch eine Lagerungsveränderung desselben zu beobachten. Der Gang streicht N  $3^{\circ}$  gegen W, wie durch Benutzung des Aufschlusses auf der östlichen Seite des Einschnittes festgestellt werden konnte. Die Spalte, die der Basalt ausfüllt, gehört also zu den Nord-Südspalten. Eine Reihe ungefähr paralleler, kleiner Nord-Südspalten durchsetzen zwischen a und e den Buntsandstein ohne Verwerfung; sie streichen bei c N  $1^{\circ}$  gegen W und bei d am Stein 7/4 N  $5^{\circ}$  gegen W. Endlich ist noch bei f und h eine Anzahl unbedeutender Klüfte vorhanden, die etwa N  $15^{\circ}$  gegen O streichen. Bei e und g sind dagegen Spalten des hercynischen Systems angeschnitten, von denen die bei e  $59^{\circ}$ , die bei g  $55^{\circ}$  gegen NW streicht. Die Spalte bei g ist 75 cm breit und mit verriebe- nem oder eingestürzt- em Material des Unteren Buntsandsteins erfüllt. Diese Spalte ist also fast doppelt so breit als die bei a vom Basalt erfüllte. Auch in diesem Falle ist es also eine der nordsüdlich streichenden, keine hercynisch gerichtete Spalte, die mit Basalt gefüllt ist.

### 3. Bemerkungen zu diesen Aufschlüssen und zur Spaltenfrage.

Beide Profile, das von Bermbach wie das von Dankmarshausen, sind demnach ein weiterer Beweis für die von mir (a. a. O., S. 461, 463, 464) bereits behandelte auffällige Erscheinung, daß die Basalte in der in Rede stehenden Gegend die Nord-Südspalten gewissermaßen bevorzugt haben. Ich habe für diese bemerkenswerte Tatsache zuerst die Erklärung gegeben, daß die Basalte diese Nord-Südspalten offen fanden (vgl. ebenda). GRUPE<sup>1)</sup>, der nach mir bald darauf seine „Studien über Scholleneinbrüche und Vulkanausbrüche in der Rhön“ veröffentlicht hat, kommt, nachdem er vorher in einer früheren Arbeit<sup>2)</sup> auf diese Frage gar nicht eingegangen war, neuerdings hinsichtlich derselben zu dem gleichen Resultate wie ich<sup>3)</sup>. Es ist bis jetzt jedoch noch kein Aufschluß beschrieben worden, in dem dieses Verhalten der Basalte, daß sie nämlich auf solchen Nord-Südspalten auftreten, die eine geringe oder keine Verschiebung der umgebenden Schichten bewirkt haben, in so auffälliger und völlig einwandfreier Weise vor Augen geführt wird, wie hier bei Bermbach und Dankmarshausen. Ferner spricht die ganze Lagerung und Schichtenbeschaffenheit an diesen Aufschlüssen für meine Annahme, daß die Basalte diese Spalten offen vorgefunden haben.

Was ich in meiner oben zitierten Schrift von 1912 über die Gründe gesagt habe, die man für die Annahme hat, daß die Basalte die Nord-Südspalten offen fanden, und über die Frage, wodurch die letzteren geöffnet waren, ist von Herrn GRUPE in seinem Aufsatz von 1913 in betreff des ersten Punktes bestätigt, bezüglich der zweiten Frage aber mißverständlich ausgelegt worden, worüber ich daher hier einige Worte verlieren muß.

GRUPE sagt (1913, S. 468), ich hätte die Möglichkeit zugegeben, daß die vulkanischen Explosionen selbst das Agens gebildet haben, das die Spalten der Nord-Südrichtung öffnete. Er bezieht sich dabei auf meine Anmerkung 2, S. 464, wo es

---

<sup>1)</sup> Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, 34, T. 1, S. 407 ff.

<sup>2)</sup> O. GRUPE: Über das Alter der Dislokationen des hannoversisch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1911, S. 264 ff.

<sup>3)</sup> Meine Ansicht wird hierbei von GRUPE (S. 463 u. 464) in Sperrdruck mehrfach bestätigt, ohne daß mein Name gerade an dieser Stelle genannt wird.

heißt: „Die Frage, ob etwa ein durch Senkungen verursachtes Erdbeben, das den Explosionen vorausging, oder ob die letzteren selbst die Nord-Südspalten geöffnet haben, soll hier nicht erörtert werden“. Mit diesen Worten habe ich weiter nichts sagen wollen, als daß ich es damals ablehnte, diese Frage zu beantworten und überhaupt auf dieses mehr hypothetische Gebiet einzugehen. Wie ich über diese Frage damals dachte, das ergibt mein Satz S. 464 Mitte: „Auch glaube ich nicht, daß das Basaltmagma sich die Nord-Südspalten geöffnet hat, sondern es drang das Magma in die durch einen Druck oder dergleichen bereits geöffneten Spalten ein“. Dies war jedoch, wie ich durch den Ausdruck „ich glaube“ hervorgehoben habe, vorläufig weiter nichts als ein Erklärungsversuch von mir, der noch des Beweises harnte. Tatsache war für mich nur, daß die Spalten der Nord-Südrichtung schon geöffnet waren, als die Basalte empordrangen; wodurch die Spalten aber geöffnet wurden, darüber habe ich mich in meiner Arbeit von 1912 nur vermutungsweise ausgesprochen.

GRUPE ist in seiner neuesten Schrift von 1913 zu dem Ergebnis gekommen, daß die jungtertiäre Gebirgsbildung die Spalten der Nord-Südrichtung wieder aufgerissen hat. An unseren Aufschlüssen bei Bermbach und Dankmarshausen spricht nichts für die Annahme solcher jungen gebirgsbildenden Vorgänge; denn es sind weder Faltungen oder stärkere Verwerfungen bemerkbar, noch sind tertiäre Schichten vorhanden, die Schlüsse auf ein so junges Alter der Spalten gestatteten. Diese jungtertiäre Gebirgsbildung könnte hier also — vorausgesetzt, daß wir nicht ältere Spalten vor uns haben, was doch wahrscheinlicher ist — zunächst nur in den winzigen Schichtenverschiebungen bestanden haben; in den meisten Fällen ist aber überhaupt keine Verschiebung festzustellen, und man könnte dieser Gebirgsbildung dann nur die Bildung verschiebungsloser Spalten oder das Wiederaufreißen alter Spalten zuschreiben. Bei für den Gebirgsbau so unbedeutenden Erscheinungen darf man vielleicht gar nicht mehr von einer Gebirgsbildung sprechen. In dem von mir untersuchten Werragebiet sind jedenfalls bisher keine sicheren Spuren jungtertiärer Gebirgsbildung nachzuweisen gewesen.

Die die Gänge bildenden Basalte haben sich auch nicht erst die Spalten geöffnet, sondern es müssen wohl noch besondere Vorgänge, die zu den großen vulkanischen Ereignissen in enger Beziehung standen, die Öffnung der Nord-Südspalten bewirkt haben. Vielleicht gingen von einem weiter westlich gelegenen unterirdischen Zentrum vulkanischer Tätigkeit als



Vorspiel der dortigen ausgedehnten oberirdischen Vulkan-tätigkeit nur in einer Richtung wirkende Erderschütterungen aus, die durch Zerrung oder dergleichen eine Anzahl der vorhandenen parallelen Nord-Südspalten öffneten, und in letztere drangen später, als sich die Laven im Westen in großen Massen ergossen, hier im östlichen Randgebiet vulkanischer Tätigkeit nur wenige kleine Eruptivmassen ein, die eben unsere Basaltgänge bildeten. Diese sind also wohl nur als randliche Erscheinungen abgeschwächter vulkanischer Tätigkeit aufzufassen. Sie liegen daher in Gebieten, wo sonst keine oder nur geringfügige vulkanische Ausbruchstellen vorhanden sind. Auch in der Kleinheit der Schlote, wie ich sie aus diesem Randgebiet bei Oberzella und Barchfeld beschrieben habe, und aus deren geringer Zahl kommt diese Abschwächung der vulkanischen Erscheinungen nach Osten hin deutlich zum Ausdruck. Ich neige also mehr dazu, die Öffnung unserer Nord-Südspalten mit großen, vorbereitenden vulkanischen Vorgängen im Westen in Verbindung zu bringen, die eine erdbebenartige Wirkung auf die östlichen Gebiete ausübten, als auf eine mit Faltung verbundene Gebirgsbildung, für die mir die Erscheinungen zu unbedeutend sind. Wenn aber GRUPE eine sehr abgeschwächte jungtertiäre Gebirgsbildung annehmen will, die er letzten Endes auch auf das Aufsteigen des Magmas in höhere Regionen der Erdrinde zurückführt, so kommen sich beide Ansichten schon sehr nahe. Meine Angaben über diesen Punkt sollen jedenfalls nur Vermutungen aussprechen, Beweise kann ich nicht bringen, da in dem behandelten Gebiet Aufschlüsse in jungtertiären Schichten, die mit den Basalten in Beziehung zu bringen wären, zurzeit nicht vorhanden sind.

Wenn wir schließlich noch die Lage unserer neuen Gangvorkommen zu den übrigen Basalten der Umgebung betrachten, so ist folgendes zu bemerken:

Im Jahre 1882 glaubte L. G. BORNEMANN<sup>1)</sup> bei Eisenach und Berka a. W. zwei sich kreuzende Basaltlinien feststellen zu können, widerrief aber diese Ansicht 1887<sup>2)</sup>, indem er die Basalte damals nur noch auf drei einander parallele, ungefähr nordsüdliche Gangzüge zurückführte. Von den beiden westlichen Gängen Landerskopf—Kupfergrube und Königsrain bei

<sup>1)</sup> L. G. BORNEMANN: Bemerkungen über einige Basaltgesteine aus der Umgegend Eisenachs. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1882, S. 156.

<sup>2)</sup> L. G. BORNEMANN: Über einige Vorkommnisse basaltischer Gesteine auf dem Gebiet der Meßtischblätter Gerstungen und Eisenach. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1887, S. 297.

Dippach ist letzterer unserem Dankmarshausener Gang östlich benachbart, hat aber keine Verbindung mit ihm, sondern ist ein östlicher Parallelgang. Andere Basalte, mit denen der Dankmarshausener Gang zusammenhängen könnte, sind nicht aufgeschlossen oder durch jüngere Bildungen verdeckt. Es ist aber zweifellos, daß dieser Gang zu demselben System einander paralleler Nordsüdspalten gehört wie die übrigen eben genannten Gänge, zu denen auch die Basaltlinie Vitzeroda—Oechsen zu rechnen ist.

Die durch v. KOENEN 1874—80 aufgenommenen Blätter Geisa und Lengsfeld der geologischen Spezialkarte von Preußen verzeichnen in der Nähe unseres Bermbacher Ganges südlich und südwestlich vom Sattigberg drei kleinere Basaltvorkommen; im Forststreichen unseres Ganges, also südwestlich von ihm, liegen von diesen dreien die beiden westlicheren, östlich und südöstlich von Bermbach gelegenen. Ich vermute, daß beide auf derselben Spalte bzw. Spaltengruppe liegen wie unsere Gänge im Bahneinschnitt am Sattigberg, und diese Spaltenlinie ließe sich dann vielleicht bis zum Mittelberg, östlich von Geisa, verlängern. Durch das östlich anstoßende Gebiet des Blattes Lengenfeld zieht sich, worauf schon v. KOENEN in den zugehörigen Erläuterungen (Lief. 36) aufmerksam gemacht hat, eine ganze Anzahl ungefähr nordsüdlich gerichteter Basaltlinien, die alle etwas nach Westen abgelenkt sind. Auf der geologischen Karte lassen sich ohne weiteres ungefähr acht solche einander parallele (!) Linien ablesen. Eine neunte verbindet den Basalt des Bilsteins mit einer etwa 300 m nördlich von seinem Mittelpunkt an der Wegböschung anstehenden Tuffbreccie, die bisher unbekannt war. Es handelt sich hierbei anscheinend auch um verschiebungslose Spalten oder um Verwerfungen von so geringer Sprunghöhe, daß man sie im Gelände nicht festlegen kann, obwohl tiefere Aufgrabungen wohl noch manchen verbindenden Basaltgang oder Tuffschlot zutage fördern würden. Die auffälligste von diesen Linien geht vom Oechsen über den Dietrichsberg, die zwei kleinen Basalte östlich von Deicheroda, den Basalt östlich von Mieswarz, über eine von mir 1913 entdeckte Schlotbreccie im Bahneinschnitt an der Basaltladestelle und über den kleinen Basaltpunkt östlich von Otzbach nach dem Mittelpunkt des Mannsbergbasaltes. Der unmittelbare Nachweis solcher Spalten wird natürlich nur in seltenen Fällen, wie bei Bermbach und Dankmarshausen und in den Kalibergwerken, gelingen.

Wer diese Verhältnisse ohne Voreingenommenheit prüft, wird zugestehen müssen, daß diese nordsüdliche Reihen-

ordnung der Basalte in dem Gebiet zwischen Thüringer Wald und Rhön in Verbindung mit den Aufschlüssen der Kaliwerke Heldburg (jetzt Salzungen), Dietlas<sup>1)</sup> (Großherzog v. Sachsen) und Unterbreizbach<sup>1)</sup> (Sachsen-Weimar) und mit dem, was über die Lage von Schlotbreccien und Basaltgängen bei Eisenach und Salzungen bekannt ist, nicht als ein Spiel des Zufalls zu betrachten ist. Die Beweise für die Annahme, daß die Basalte unserer Gegend die Nord-Südspalten bevorzugt haben und, wie ich vermutet habe, offen fanden, werden durch die oben beschriebenen Aufschlüsse in erfreulicher Weise vermehrt, und der Geltungsbereich dieser Gesetzmäßigkeit wird hierdurch nach Westen nach der Rhön hin bedeutend erweitert. Ich werde versuchen, durch Fortsetzung der Beobachtungen noch mehr Beweismaterial zu liefern, besonders auch im Hinblick darauf, daß eine Anzahl Forscher, wie vor allen BRANCA<sup>2)</sup> und v. WOLFF<sup>3)</sup> in der Spaltenfrage der Vulkane einen abweichenden Standpunkt einnehmen, der mit diesen und früher von mir beobachteten Tatsachen im Widerspruch steht.

Auf die Frage der Schlotbreccien werde ich demnächst nochmals einzugehen haben, da ich auch hierüber eine Anzahl neuer Beobachtungen mitzuteilen habe.

---

<sup>1)</sup> K. BECK: Petrographisch-geologische Untersuchung des Salzgebirges im Werra-Fulda-Gebiet der deutschen Salzlagerstätten. Zeitschr. prakt. Geol. XX, 1912, S. 150/51.

<sup>2)</sup> BRANCA: Vulkane und Spalten. Comptes rendus de la X. Session du Congrès Géolog. intern., Mexico 1907, S. 985 ff.

BRANCA: Wiederlegung mehrfacher Einwürfe gegen die von mir vertretene Auffassung in der Spaltenfrage. Zentralbl. Min. 1909, S. 97 ff.

<sup>3)</sup> VON WOLFF: Der Vulkanismus, I, S. 691.

## Neueingänge der Bibliothek.

- ANDRÉE, K.: Verschiedene Beiträge zur Geologie von Canada. S.-A. aus: Schrift. Ges. Beförd. gesamt. Naturw. zu Marburg XIII, 7. Abt. Marburg 1914.
- Zum Verhalten des Steinsalzes gegenüber mechanisch deformierenden Kräften. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1914, Nr. 4.
  - Die Kohlenvorräte der Erde. S.-A. aus: PETERM. Mitt. 60. Gotha 1914.
  - Die petrographische Methode der Paläogeographie. S.-A. aus: Naturw. Wochenschr., N. F. XIII, d. g. Reihe XXIX. Jena 1914.
- BEYSLAG, KRUSCH, VOGT: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung. 2. neu bearbeitete Auflage. Stuttgart, F. ENKE, 1914.
- BRANCA, W.: Ein Wort über die Ries-Hypothesen. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitt. Oberhein. Geol. Vereins, Karlsruhe 1913.
- Über das Verhältnis der Geographie zur Geologie-Paläontologie und die Frage einer Teilung der Geologie-Paläontologie. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, Monatsber. 11. Berlin 1913.
  - Aufpressung und Explosion oder nur Explosion im vulkanischen Ries bei Nördlingen. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, Monatsber. 5. Berlin 1913.
  - Ziele vulkanologischer Forschung. S.-A. aus: Sitzungsber. Kgl. Preuß. Akad. Wiss.
  - Berichte über die mir zugegangenen Urteile der Fachgenossen betr. die in „Ziele vulkanologischer Forschung“ von mir gemachten Vorschläge. S.-A. aus: Abhandl. Kgl. Preuß. Akad. Wiss., Phys.-Math. Klasse, Nr. 2, 1914.
  - Allgemeines über die Tendaguru-Expedition. Kurzer Bericht über die von Dr. RECK erzielten Ergebnisse im 4. Grabungsjahre 1912. Allgemeines über die Nebenergebnisse der Tendaguru-Expedition. Die Riesengröße sauropoder Dinosaurier vom Tendaguru, ihr Aussterben und die Bedingungen ihrer Entstehung. S.-A. aus: Arch. Biontol. III, 1, 1914.
- GOTHAN, W.: Die fossile Flora des Tete-Beckens am Sambesi. S.-A. aus: BRANCA-Festschrift. Leipzig, GEBR. BORNTRÄGER, 1914.
- Nekrolog über Prof. Dr. H. POTONIE. S.-A. aus: Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 34, T. 2, H. 3. Berlin 1914.
- HENNIG, E.: Zur Paläogeographie des afrikanischen Mesozoicums. S.-A. aus: BRANCA-Festschrift. Leipzig, GEBR. BORNTRÄGER, 1914.
- JACOB, K. H., und K. GÄBERT: Die altsteinzeitliche Fundstelle Markleeberg bei Leipzig. Veröffentl. städt. Mus. Völkerk. zu Leipzig, H. 5, 1914.
- KRANZ, W.: Aufpressung und Explosion oder nur Explosion im vulkanischen Ries bei Nördlingen und im Steinheimer Becken. Mit 3 Fig. S.-A. aus: Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 66, 1914, Monatsber. 1.
- Bemerkungen zur 7. Auflage der geologischen Übersichtskarte von Württemberg, Baden, Elsaß usw. nebst Erläuterungen von C. REGELMANN. Mit 5 Fig. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1908, Nr. 18—21. Stuttgart 1908.

- KRANZ, W.: Das Problem des Steinheimer Beckens. Mit 1 Taf. u. 5 Fig. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Vereins, N. F. IV, H. 2. Karlsruhe 1914.
- Das Tertiär zwischen Castelgomberto, Montecchio Maggiore, Creazzo und Monteviale im Vicentin. Mit 1 Taf. und 5 Fig. S.-A. aus: N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. 38. Stuttgart 1914.
- KRUSCH, P.: Zum Gedächtnis FELIX WAHNSCHAFFES. S.-A. aus: Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 66, 1914, Monatsber. 2.
- Primäre und sekundäre Erze unter besonderer Berücksichtigung der „Gel“- und der schwermetallreichen Erze. (Vortrag, gehalten auf dem XII. Internationalen Geologenkongreß in Toronto.) S.-A. aus: Zeitschr. prakt. Geol. XXI, 1913, H. 11. Berlin 1913.
- Der XII. Internationale Geologenkongreß 1913 in Canada. [Exkursionen nach Thetford und Black Lake (Asbest und Chromerz) Cobalt (Silber und Kobalt), Ludbury (Nickel), Moose Mountain (Eisenerz), Porenpine und den Tough Oakes Mines (Gold).] S.-A. aus: Zeitschr. Berg-, Hütten- u. Salinenw. im Preuß. Staate 1914. Berlin 1914.
- MANN u. HENNIG: Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete, H. 7. Mesozoische Ablagerungen in Adamaua, Kamerun. Berlin 1913.
- MARTIN, K.: Mioäne Gastropoden von Ostborneo. S.-A. aus: Samml. Geol. Reichsmus. Leiden, Ser. I, Bd. IX. Leiden 1914.
- Wann löste sich das Gebiet des Indischen Archipels von der Tethys? S.-A. aus: Samml. Geol. Reichsmus. Leiden, Ser. I, Bd. IX. Leiden 1914.
- MESTWERDT, A.: Geologische Ergebnisse von Bohrungen bei Altenbeken. S.-A. aus: Jahresber. Niedersächs. geol. Vereins zu Hannover 1914.
- NAUMANN, E.: Zur Gliederung des Unteren Keupers in Thüringen. S.-A. aus: Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 35, 1914, I, 2.
- PAECKELMANN: Das Oberdevon des Bergischen Landes. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 70. Berlin 1913.
- PIETZSCH, K.: Tektonische Probleme in Sachsen. Mit 2 Fig. S.-A. aus: Geol. Rundsch. V, H. 3. Leipzig u. Berlin 1914.
- Über das geologische Alter der dichten Gneise des sächsischen Erzgebirges. Mit 5 Fig. S.-A. aus: Zentralbl. Min. Stuttgart 1914.
- QUIRING, H.: Das Goldvorkommen bei Goldberg in Schlesien und seine bergmännische Gewinnung im 13. und 14. Jahrhundert. S.-A. aus: 91. Jahresber. Schles. Ges. vaterländ. Kultur.
- Zur Stratigraphie und Tektonik der Eifelkalkmulde von Sötenich. S.-A. aus: Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 34, 1913, T. II, H. 1.
- Beiträge zur Kenntnis der Spiriferenfauna des Mitteldevons der Eifel. S.-A. aus: Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1914, 35, T. 1, H. 2. Berlin 1914.
- RADOSLAWOFF, BOGOMIC M.: Der Bergbau in Bulgarien. Sofia 1913.
- REGELMANN, C.: Zur 10. Auflage der geologischen Übersichtskarte von Württemberg, Baden, dem Elsaß, der Pfalz und den weiterhin angrenzenden Gebieten i. M. 1:600000. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Vereins. Karlsruhe 1914.
- Erläuterungen zum 2. Abdruck der 9. Auflage der geologischen Übersichtskarte von Württemberg. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Vereins. Stuttgart 1914.

- RIMANN: Zur Entstehung von Kalaharisand und Kalaharikalk, insbesondere der Kalkpfannen. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1914, Nr. 13 u. 14.
- ROTHPLETZ: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. S.-A. aus: Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 66, 1914, Abh. H. 1/2.
- RZEHA, A.: Das Alter des Brünner Diabasvorkommens. S.-A. aus: Zeitschr. mährisch. Landesmus. XIV. Brünn 1914.
- SALAS, C. P.: Clementos para el estudio de la demografia de la provincia de Buenos Aires. La Plata 1913.
- SAMOJLOFF, J.: Aus der Reise nach Nordamerika im Jahre 1913. Moskau 1914.
- SCHAFER, F. H.: Das Miocän von Eggenburg. Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst. XXII, H. 4. Wien 1914.
- SEMPER, M.: Die geologischen Studien Goethes. Leipzig 1914.
- STEEGER, A.: Beziehungen zwischen Terrassenbildung und Glazialdiluvium im nördlichen niederrheinischen Tieflande. S.-A. aus: Abhandl. Vereins naturw. Erforsch. des Niederrheins. Crefeld 1913.
- Der geologische Aufbau und die Entstehung des Hülser Berges. Ein Beitrag zur Heimatkunde und Naturdenkmalpflege.
- STÖPEL, K. Th.: Eine Reise in das Innere der Insel Formosa und die erste Besteigung des Niitakayama (Mount Moorison). Veröffentl. Deutsch-Amerikan. Vereinig. zu Buenos Aires 1899—1904. Buenos Aires 1905.
- WANNER, J.: Zur Geologie der Inseln Obimajora und Halmahera in den Molukken. S.-A. aus: N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. 36. Stuttgart 1913.
- Geologie von Westtimor. S.-A. aus: Geol. Rundsch. IV, H. 2. Leipzig 1913.
- Eine Reise durch Ostcebeles. S.-A. aus: PETERM. Mitt., März-Heft.
- WERTH, E.: Streitfragen zur Morphologie der Küsten. S.-A. aus Mitt. d. FERD.-V.-RICHTHOFEN-Tages 1913. Berlin 1914.
- WHERRY, E.: Notes on Wolframite, Beraunite, and Axinite. S.-A. aus: Proceed. Unit. St. Nat. Mus. 47, Oktober 1914. Washington 1914.
- WICHMANN, A.: On some rocks of the island of Taliabu (Sula-Islands) S.-A. aus: Proceed. Meet. of Saturday, Juni 1914, XVII. Amsterdam 1914.
- On the Tin of the Island of Flores. S.-A. aus: Proceed. Meet. of Saturday, September 1914, XVII. Amsterdam 1914.
- WUNDERLICH: Postglaziale Hebung in Westpreußen und Hinterpomern. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1914, Nr. 15.
-

## Ortsregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt

	Seite		Seite
<b>A.</b>			
Aachener Steinkohlenbecken,		Berka a. W., Basaltlinien . . .	433
Faltung . . . . .	232, 235	Bermbach, Basalt . . . . .	425
Aaper Wald, Oligocän . . . .	197	Bevergern, Mittelland-	
Aarmassiv, Geologie . . . . .	217	kanal . . . . .	161, 176
—, Tektonik . . . . .	295	Bicken, <i>Manticoceras</i> . . . .	98
Afrika, Flußpferd . . . . .	1	Bifertengrätli, Carbon . . . .	292
—, Pliocän . . . . .	32	Bilstein, Basalt . . . . .	434
Aggsbach, Löß . . . . .	193	Bilzingsleben, Taubachium . .	64
Agypten, <i>Hippopotamus</i> . . .	27	Bodenfelde, Kohlensäuerling .	8
—, Kreide . . . . .	179	Böhmen, Devon . . . . .	347
—, Mittelplicocän . . . . .	1, 420	—, Monchiquite . . . . .	455
Ahrdorf, Mulde . . . . .	277	Böhmisches Mittelgebirge,	
Algier, Flußpferd . . . . .	27	Gesteine . . . . .	462, 474, 477
Alpen, Faltung . . . . .	178	Boiechat, Verwerfung . . . .	62
—, helveto-lepontinische		Bokelch, Salzhebungszone . .	166
Zone . . . . .	47	Bramsche, Mittellandkanal . .	178
Altglashütten (6), Granit . . .	101	—, Talsand . . . . .	181
—, <i>Psilophyton</i> . . . . .	255	Brießnitz, Kreide, Rotl. . . .	30
Antigorio, Gneis . . . . .	131, 156	Brocken, Granit . . . . .	209
Asien, <i>Hippopotamus</i> . . . . .	33	Brockhausen, Ton . . . . .	186
		Brokelch, Salzhebungszone . .	166
		Buchheide, Endmoräne . . . .	518
		Bückeburg, Untere Kreide . .	166
		Bünde, Schotter . . . . .	190
<b>B.</b>		<b>C.</b>	
Baceno-Schiefer . . . . .	108, 111	Caceres, Amblygonit . . . . .	342
Baden-Baden, Kontakt-		—, Zinn . . . . .	345
gebiete . . . . .	119	Candoglia, Gneis . . . . .	139
Baktyarien, Mesozoicum . . .	40, 42	Carlshafen, Eisenglanz . . . .	7
Ballersbach, Oberdevon . . . .	98	Cellonkofel, Devon . . . . .	348
Basodino, Formazzafalten . . .	172	China, Pliocän . . . . .	32
Bayern, Flysch . . . . .	46	Clairbief, Knickzone . . . . .	59
Beaugourd, Dogger . . . . .	35	—, Überkippung . . . . .	58
Bedretto, Faltung . . . . .	148, 173, 178	Cleve, Dil. Flora . . . . .	275
Bedrettomulde, Lias . . . . .	81	Colorado-plateau, Geosyn-	
Bémont, Oxford . . . . .	38	klinale . . . . .	239
—, Rauracien . . . . .	38	Coschütz, Konglomerate . . . .	31
Bentheim, Unt. Kreide . . . . .	178	Crodo, Formazzafalte . . . . .	170
Benther Berg, Salzhebungs-		—, Verampiogranit . . . . .	109
zone . . . . .	166		
Berisal, Schiefer . . . . .	103		
—, Überfaltung . . . . .	146		

	Seite		Seite
<b>D.</b>			
Dankmarshausen a. d. Werra,		Essex, <i>Paludina diluviana</i> . . .	96
Basalt . . . . .	425, 430	Estramadura Alta, Phosphate . . .	344
Daun, <i>Haliserites</i> . . . . .	254	Europa, <i>Choeromorus</i> . . . . .	33
Dedensen, <i>Potamogeton</i>		—, <i>Hippopotamus</i> . . . . .	7, 28, 31
<i>natans</i> usw. . . . .	172	<b>F.</b>	
—, Turon, Ob. Cenoman . . . . .	165	Feldberg, Gneis . . . . .	102
Deicheroda, Basalt . . . . .	434	Felsen, Diluvium . . . . .	184
Deinsen, Neocom . . . . .	167	Findenig-Kofel, Silur . . . . .	393
Derne, Emscher . . . . .	428, 214	Finkenwalde, Eocän . . . . .	505
Deutsch-Ostafrika, Mittelland-		—, Interglazial . . . . .	505
bahn . . . . .	330	—, Paleocän? . . . . .	505
—, Vulkanismus . . . . .	330	Finnischer Meerbusen . . . . .	371, 374
Devero, Formazzafalte . . . . .	170	Forestier, chez le, Oxford . . . . .	38
Douau, Löß . . . . .	192, 379	Formazza, Formazzafalte . . . . .	171
Dordogne, Aurignacien . . . . .	382	—, Überfaltung . . . . .	148, 173, 178
Dortmund, Emscher . . . . .	428, 214	Futan, Porphyrit . . . . .	207
Dortmund-Ems-Kanal . . . . .	161	<b>G.</b>	
Dortmund, Turon . . . . .	215	Galtgarben, Endmoräne . . . . .	265
Dottendorf, <i>Haliserites</i> . . . . .	254	Garsebach, Granit . . . . .	244
Doubs, Terrassen . . . . .	46	Gasteren, Granit . . . . .	260, 266
Dreimühlen, Interglazial . . . . .	63	Gefell, Gerölltongchiefer . . . . .	269
Dresden, Kreideformation . . . . .	25	Gelbes Meer, Yangtse-Schlamm . . . . .	325
—, Rotliegendes . . . . .	27	Gemert, Pliocän . . . . .	272, 276
Driburg, Kohlensäure . . . . .	2	Gerresheim, Oberoligocän . . . . .	197
Düsseldorf, Oberoligocän . . . . .	197	Giakomo-Schiefer . . . . .	114
<b>E.</b>			
Ebersdorf, Devon . . . . .	383	Gostritz, Räcknitzer Schichten . . . . .	37
—, Gabbro . . . . .	383	Gotthardstraße, Erstfelder Gneis . . . . .	256
Esge, Basalt . . . . .	5	Goumois, Aufbruch . . . . .	61
—, Faltung . . . . .	229, 242	—, Dogger . . . . .	35
—, Tektonik . . . . .	358	—, Oxford . . . . .	38
Ehrenbreitstein, <i>Haliserites</i> . . . . .	254	—, Rauracien . . . . .	38
Ehringsdorf, Travertin . . . . .	83	—, Verwerfung . . . . .	62
Eichsfeld, Einsturzbrecce . . . . .	5	Göttweig, Löß . . . . .	195
Eifel-Graben . . . . .	277, 283	Grafenberg, Oberoligocän . . . . .	197
Eifel, Interglazial . . . . .	63	Graudenz, Oberste Terrasse . . . . .	90
—, Kalktuff . . . . .	319	Groß-Hahlen, Weserschotter . . . . .	168
Eisenach, Basaltlinien . . . . .	433	Großer Belchen, Granit . . . . .	113
Eiserfey, Interglazial . . . . .	63	Grube Sylvester, Quarzit- und	
—, Kalktuff . . . . .	319	Glimmerschiefer . . . . .	105
Elbe, Schlick . . . . .	327	Gruppe, Spätglazial . . . . .	90
Ems, Cenoman . . . . .	176	<b>H.</b>	
Ems-Leine-Kanal, Geol. Profil . . . . .	161	Hai hsi, Diorit . . . . .	208
Ems, Mittellandkanal . . . . .	161	—, Gneis . . . . .	205
Ems-Weser-Kanal, Geol.		—, Granit . . . . .	209
Profil . . . . .	161	—, Porphyrit . . . . .	207
England, <i>Paludina diluviana</i> . . . . .	96	Hampshire, Reading beds . . . . .	513
—, <i>Psilophyton</i> . . . . .	255	Hannover, Interglazial . . . . .	189
Erstfeld, Gneis . . . . .	221—223, 300	—, Mittellandkanal . . . . .	161
—, Granitstock . . . . .	245	Harenberg, Untere Kreide . . . . .	165
Eschenloher Moos, Ausräu-			
mungsbecken . . . . .	61		



	Seite
Hartum, Dil.-Profil. . . . .	186
Hartum-Hille, Interglazial, Untere Kreide . . . . .	187
Heidelberg, Muschelkalk . . . . .	444
Heiligenstadt, Lößconchylien . . . . .	192
Heilsberg, Tiefbohr. . . . .	373
Herikerberg, <i>Paludina diluviana</i> . . . . .	95
Herste, Kohlensäure . . . . .	5
Hildesheimer Wald, Tektonik . . . . .	362
Holland, <i>Paludina diluviana</i> . . . . .	96
Holtensen, Kreide . . . . .	166
Hopsten, Talsand . . . . .	181
Hörschel, Basalt . . . . .	429
Höxter, Eisenglanz . . . . .	7
Hsiau kung tau, Hornfels . . . . .	206
Hsiau tau, Gneis . . . . .	205
Huang tau, Porphy . . . . .	211
Hübschhorn, Verwerfung . . . . .	168
Huckberg, Unt. Kreide . . . . .	176
Hüggel, Eisenerze . . . . .	6
Hundisburg, Interglazial . . . . .	84
Husum, Salzhebungszone . . . . .	166

## I, J.

Java, <i>Hippopotamus</i> . . . . .	24, 25, 31
Ibbenbüren, Diluvium . . . . .	178
—, Eisenerze . . . . .	6
Ibbenbürener Bergplatte, Tektonik . . . . .	355, 370
— Schafberg, Tektonik . . . . .	364
Icksberg, Pliocän . . . . .	274
Idensen, Hauterivien . . . . .	166
Jena, <i>Beneckeia</i> . . . . .	256
Indien, Pliocän . . . . .	32
Innertkirchen, Granit 258, 260, 300 . . . . .	
Inzersdorf, Lößconchylien . . . . .	195
Italien, Pliocän . . . . .	31, 32
Isenstedt, Wealden . . . . .	186

## K.

Kaiserstuhl, Porphyrit . . . . .	207, 210, 212
Kaliwerk Siegmundshall, Salzhebungszone . . . . .	166
— Weser, Salzhebungszone . . . . .	166
Kapland, Flußpferd . . . . .	14, 20
Kap Yatau, Hornfels . . . . .	206
Karawanken, Devon . . . . .	330
Karnische Alpen, Devon 330, 347 . . . . .	
Kartstein, Ooide . . . . .	319
Kartsteinhöhle, Moustier-Geräte . . . . .	64

	Seite
Katalonien, Kalisalze . . . . .	340
Katherinenhof, Cementwerk . . . . .	507
Katimiau, Gneis . . . . .	205
Kerlich, Trogontherienstufe . . . . .	125
Khaa, Jura . . . . .	32
Kiautschou, Geologie . . . . .	202
Kilimatinde-Konglomerat . . . . .	332
Kimberley, <i>Hippopotamus</i> . . . . .	27
Kokskär, Cambrium . . . . .	377
Kongo, <i>Protopterus</i> . . . . .	421
Königsberg, Staubeckenton . . . . .	269
Krems, Löß . . . . .	192, 379

## L.

Labergebirge . . . . .	54
La Chaine du Mont . . . . .	46
Langelage, Diluvium . . . . .	184
Langenberg, Quarzit . . . . .	271
Lauschan, Gneis . . . . .	205
—, Granit . . . . .	208
Lebendun, Gneis . . . . .	123
Leimen, <i>Ptychites dur</i> . . . . .	444
Leine, Flußschotter . . . . .	174
—, Mittellandkanal . . . . .	161
—, Schotter . . . . .	188
Leinetal, Tektonik . . . . .	362
Lengenfeld, Basaltlinien . . . . .	434
Le Rosselet-Trevillers-Linie 74, 75 . . . . .	
Las Delizias, Devon . . . . .	483, 484
Les Pommerats, Geologie . . . . .	34
—, Jura . . . . .	34
—, Kimmeridge . . . . .	45
—, Sequan . . . . .	40
Levern, Ton . . . . .	186
Limmer, Alluvium . . . . .	175
—, Weißer Jura . . . . .	165
Lippe, Bohrung . . . . .	1
Lisamberg, Lößconchylien . . . . .	192
Lohnde, Diluvium . . . . .	165
—, Interglazial . . . . .	174
Ludwigswalde, Staubecken-ton . . . . .	269
Lübbecke, Lößlehm . . . . .	185
—, Weserschotter . . . . .	188
Lünen, Senon . . . . .	215
Luristan, Mesozoicum . . . . .	40, 42

## M.

Madagaskar, Flußpferd 25, 30, 31 . . . . .	
Madeira, Geologie . . . . .	449
Magdeburg, Taubacium . . . . .	64

	Seite
Malnuit, Pterocera-Mergel . . . . .	45
—, Verwerfung . . . . .	60
Mannsberg, Basalt . . . . .	434
Markelo, <i>Paludina diluviana</i> . . . . .	95
Markirch, Leberauer Grauwacke . . . . .	106, 108
Mauer, Interglazial . . . . .	82
—, Zwischenglieder . . . . .	125
Meinberg, Kohlensäure . . . . .	5
Meinsen, Neocom . . . . .	167
Meißen, Granit . . . . .	244
Memel, Vortert. Untergr. . . . .	373
Menthen bei Christburg, Quartär-Fauna . . . . .	90
Mettingen, Talsand . . . . .	181
Mexiko, Devon . . . . .	482
—, Perm . . . . .	482
Mieswarz, Basalt . . . . .	434
Minden i. Westf., Geschiebemergel . . . . .	168
—, Grundmoräne . . . . .	189
Misburg, Cementfabr. . . . .	165
—, Mittellandkanal . . . . .	161, 165
—, Plänerkalk . . . . .	165
Mississippibecken, Geosynklinale . . . . .	237
Mitteldeutsche Gebirge, Tektonik . . . . .	363
Mitteldeutschland, Rahmenschaltung . . . . .	233, 241
Mittellandkanal, Geol. Profil . . . . .	161
—, Kreide . . . . .	329
Monpiano, Bacenoschiefer . . . . .	109
Monte Guglielmo, Tektonik . . . . .	302
Monte-Leone, Gneis . . . . .	121, 153
Montfavergier-Kette . . . . .	46, 47, 68
Mosbach, Interglazial . . . . .	95
Mühlhausen, Taubachium . . . . .	64
Murnauer Moos . . . . .	46

## N.

Natron-See, Gr. Ostafri. Graben . . . . .	331
Natrontal, <i>Hippopotamus</i> . . . . .	5
—, Mittelpliocän . . . . .	1, 420
Neu-Guinea, Geologie . . . . .	250
Neunkirchen, <i>Haliserites</i> . . . . .	254
Neu-Seeland, Ooide . . . . .	326
Neuwieder Becken, Dinothierenschichten . . . . .	124
Niederrhein, Interglazial . . . . .	93
—, Pliocän . . . . .	272
—, Trogontherienstufe . . . . .	124

	Seite
Nieder-Wöhren, Geschiebemergel . . . . .	172
—, Unt. Hauterivien . . . . .	166
Nienbrügge, Ob. Valanginien . . . . .	166
Nil, Flußpferd . . . . .	21, 24, 28, 32
Nord-Amerika, Erdöl . . . . .	213
Norddeutschland, Interglazial II . . . . .	81
—, Spätglazial . . . . .	81
—, Tektonik . . . . .	227
Nordwestdeutschland, Geol. Bau . . . . .	354, 367
Nordholz, Neocom . . . . .	167
Nördlingen, Riesbildung . . . . .	9
Nubien, Nilpferd . . . . .	27, 28

## O.

Obereving, Emscher . . . . .	428, 214
Oberscheld, Oberdevon . . . . .	98
Oberschlesien, <i>Zonitrichites</i> . . . . .	325
Obornik, Terrassen . . . . .	90
Oechsen, Basaltlinie . . . . .	434
Oermter Berg, Interglazial . . . . .	93
Osnabrück, Zweigkanal . . . . .	184
Osning, Kreide . . . . .	328
—, Tektonik . . . . .	355
Ostalpen, Devon . . . . .	330
Osterhahlen, Mittellandkanal . . . . .	165, 176
Osterkappeln, Diluvium . . . . .	184
Ostpreußen, Endmoräne . . . . .	264
Oeynhaus, Kohlensäure . . . . .	5
—, Quellen . . . . .	4

## P.

Pai scha ho, Porphy. . . . .	210
Patalour, Dogger . . . . .	35
—, Überkippung . . . . .	58
—, Verwerfung . . . . .	59
Paularo, Silur . . . . .	393
Perlgebirge, Granit . . . . .	209
Petschoraland, Domanik-Horizont . . . . .	98
Phöben, Interglazial . . . . .	82
Pichagua, Perm . . . . .	483, 486, 502
Piesberg, Eisenerz . . . . .	6
—, Eisenglanz . . . . .	6
Piesting, Lößconchylien . . . . .	192
Plauenscher Grund, Pechstein . . . . .	246
—, Rotl. . . . .	30
—, Syenit. . . . .	30

	Seite		Seite
Pollhagen, Unt. Hauterivien . . . . .	166	Schantung, Geolog. Skizze . . . . .	203
Pommern, Interglaz. Verwitterungszonen . . . . .	516	—, Marmor . . . . .	206
Porta westfalica, Inlandeis . . . . .	170	Schaumburg-Lippesche Kreidemulde . . . . .	166
Pregel, Urstromtal . . . . .	267	Schlesien, Taubachium . . . . .	64
Prés dessous, Oxford . . . . .	38	Schliersberg, Seewerkalk . . . . .	62
Prinz-Heinrich-Berge, Granit . . . . .	209	Schliersee, Gault . . . . .	50
Pyrmont, Pyrmonter Achse . . . . .	1	Schönebeck, Taubachium . . . . .	64
—, Quellen . . . . .	4	Schubin, Vortert. Untergrund . . . . .	373
<b>R.</b>		Schui ling schan, Carbon . . . . .	204, 207
Rabber, Ton . . . . .	186	Schwarzwald, Gneis . . . . .	221, 227, 230, 244—247, 300
Räcknitz, Räcknitzer Schichten . . . . .	37	—, Granit . . . . .	266, 292
Raimeux-Kette . . . . .	47	—, Granulit . . . . .	228
Ravanitisch, Cambr., Silur . . . . .	371	—, Tektonik . . . . .	100
Recke, Geschiebemergel . . . . .	183	Schwechat, Lößconchylien . . . . .	192
Recklinghausen, Sandmergel . . . . .	226	Schweden, Endmoränen . . . . .	92
Renkhausen, Weserschotter . . . . .	186	Schweizer Jura, Tektonik . . . . .	66, 70
Reval, Bohrung . . . . .	371	Schweizer Kettenjura . . . . .	34
Rheine, Cenoman . . . . .	176	Seekopf-Thörl, Devon . . . . .	348
Rhein-Herne-Kanal, Quartärfauna . . . . .	84	Seelze, Interglazial . . . . .	174, 189
Rheinisch-Westfälische Faltung . . . . .	237	—, Leineschotter . . . . .	175
Rhön, Basalt . . . . .	477	—, Untere Kreide . . . . .	165
—, Vulkanausbrüche . . . . .	431, 435	Senegal, Flußpferd . . . . .	14, 19
Rixdorf, Interglazial . . . . .	82	Simplon, Strati-graphie . . . . .	76, 81, 151
Rodde, Ob. Kreide . . . . .	176	—, Tektonik . . . . .	76, 142
Rosetto, Verwerfung . . . . .	168	—, Verwerfungen . . . . .	167
Rüdersdorf, <i>Ptychites dux</i> . . . . .	445	Sizilien, <i>Hippopotamus</i> . . . . .	32
Rügen, Kreide-Tektonik . . . . .	314	—, Pliocän . . . . .	32
Rus bend, Neocom . . . . .	167	Solling, Eisenglanz . . . . .	7
<b>S.</b>		—, Kohlensäuerling . . . . .	8
Saalburg, Gerölltonschiefer . . . . .	269	—, Tektonik . . . . .	361
Saalfeld, Gerölltonschiefer . . . . .	269	Sonneborn, Bohrung . . . . .	1
Sachsenhagen, Hauterivien . . . . .	166	—, Sole . . . . .	4
—, Ob. Valanginien . . . . .	166	—, Wellenkalk . . . . .	2
Saignelégier, Geologie . . . . .	34	Sötenich, Mulde . . . . .	277
—, Jura . . . . .	34	Spanien, Amblygonit . . . . .	342
—, Karren . . . . .	38	—, Phosphate . . . . .	344
—, Kimmeridge . . . . .	45	—, Salz . . . . .	341
—, Rauracien . . . . .	38	St. Amarintal, Tektonik . . . . .	112
—, Sequan . . . . .	45	St. Etienne, Deckenbau . . . . .	120
—, Überschiebung . . . . .	38	St. Petersburg, Bohrungen . . . . .	371
Salzbergen, Unter-Neocom . . . . .	178	Stadtberg, Cenoman . . . . .	176
Salzufen, Quellen . . . . .	4	Steinheimer Becken, Ent-stehung . . . . .	9, 20
Samland, Endmoräne . . . . .	264	Steinheim a. Murr, Zwischen-glieder . . . . .	125
Schafberg, Eisenerze . . . . .	6	Steinhuder Meer, Salz-hebungszone . . . . .	166
Schaftelen, Marmor . . . . .	276	Sternberg, Kohlenkeuper . . . . .	2
Schantung, Buntsandstein . . . . .	211	Sundgau-Linie . . . . .	72, 74, 75
		Suria, Kalisalz . . . . .	340

	Seite		Seite
<b>T.</b>		<b>W.</b>	
Tai kung tau, Hornfels . . .	206	Warthetal, Terrassen . . .	90
Talhorn, Kammgranit usw. . .	112	Weidlingthal, Lößconchylien . . .	192
—, Tektonik . . . . .	112	Weilertal, Oberes, Tektonik . . .	104
Tanganjika, Graben . . . . .	335	Weimar, Taubachium . . . . .	64
Ta tchy tou, Porphy. . . . .	211	—, Travertin . . . . .	83
Taubach, Travertin . . . . .	83	Wendenjoch, Carbon . . . . .	288, 301
Taurus, Geologie . . . . .	415	—, Innertkirchener Granit . . .	260
Tegelen, Alt-Diluvium . . . .	276	Werra-Gebiet, Gebirgs- bildung . . . . .	432
—, Conchylien . . . . .	94	—, Mittl. Terrasse . . . . .	190
—, Interglazial . . . . .	276	Weser, Kreide . . . . .	188
Teggiolo, Formazzafalte . . .	169	—, Mittellandkanal . . . . .	161
Teutoburger Wald, Kreide . . .	329	Westeregeln, Jung- bis Spät- glazial . . . . .	88
—, Mittellandkanal . . . . .	176	Westfalen, Kreide . . . . .	214
Tharau, Staubeckenton . . . .	269	Wiehengebirge, Tektonik . . . .	355
Thieberg, Cenoman . . . . .	176	Wien, Lößconchylien . . . . .	192
Thiede, Spätglazialzeit . . . .	84	Willendorf, Artefakte . . . . .	193
Thüringen, Gerölltonschiefer . .	269	Wirges, Dinotherienfunde . . .	126
—, Taubachium . . . . .	64	Wittlage, Lößlehm . . . . .	185
Tienberg, Salzhebungszone . . .	166	Wo lau tse, Diorit . . . . .	208
Titlis, Innertkirchener Granit . .	260	—, Hornfels . . . . .	206
Tonna, Taubachium . . . . .	64	—, Marmor . . . . .	204, 206
Toronto, Geologenkongreß . . . .	8	Wolayer See, Devon . . . . .	330
Toskana, <i>Hippopotamus</i> . . . .	32	Wolayer Thörl, Devon . . . . .	333, 348
Tscha lien tau, Gneis . . . . .	205	Wunstorf, Interglazial . . . . .	189
Tsching schy schan, Granit. . . .	209	—, Ob. Cenoman, Turon . . . . .	165, 166
Tshu tscha tau, Gneis . . . . .	205		
Tsingtau, Basalt. . . . .	211	<b>Y.</b>	
—, Granit . . . . .	204, 209	Yangtse, Schlammführung . . . .	325
Tung liu schui, Granit . . . . .	207	Yintau, Porphy. . . . .	210
Tupfen, Hornfels . . . . .	206		
Türkisch-russisches Grenzge- birge, Geologie . . . . .	415	<b>Z.</b>	
<b>U.</b>		Zwieselberggruppe, Grün- sandstein . . . . .	62
Ückermünde, Eocän . . . . .	515		
Unterammergau, Flysch . . . . .	63		
Urbeis, Grenzzone . . . . .	104		
Uruguay, Talkschiefer . . . . .	408		
<b>V.</b>			
Vahrenwald, Diluvium . . . . .	165		
Valentin-Tal, Devon . . . . .	348		
Valgrande, Gneis . . . . .	123, 154		
Val Trompia, Tektonik . . . . .	302		
Varzo, Granatglimmerschiefer . .	111		

## Sachregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.

	Seite		Seite
A.		Alpine Falten . . . . .	174
Aaregranit. . . . .	257	Altalluvium, Mittellandkanal	175
<i>Abies pectinata</i> . . . . .	174	<i>Alveolites Battersbyi</i> . . . . .	381
Abscherung, Schweizer Jura	73	— <i>carnicus</i> . . . . .	381, 396
Abtragungssfläche, Weser-		— <i>Frechi</i> . . . . .	381, 389, 396
bergländ . . . . .	190	— <i>Goldfussi</i> . . . . .	485
<i>Acanthoceras</i> . . . . .	196	— <i>Grayi</i> . . . . .	395
— <i>Choffati</i> . . . . .	36	— <i>Labechei</i> . . . . .	395
— <i>Cornuelli</i> . . . . .	41, 43	— <i>ramosus</i> . . . . .	379
— <i>Fleuriausianum</i> . . . . .	36, 38	— <i>subaequalis</i> . . . . .	379
— <i>Footeanum</i> . . . . .	196	— <i>suborbicularis</i> . . . . .	391
— <i>Gentoni</i> . . . . .	40, 43	— — <i>mut. volaicus</i> 380, 389, 391	
— <i>laticlavium</i> . . . . .	40, 43	Amblygonit, Spanien . . . . .	342
— <i>Mantelli</i> . . . . .	34, 40, 43	<i>Ammodiscus gaultinus</i> . . . . .	430
— <i>rhotomagense</i> . . . . .	34, 40, 43	<i>Ammonites Brandti</i> . . . . .	222
— <i>Schlüterianum</i> . . . . .	36, 38	— <i>clypeale</i> . . . . .	222
— <i>Woolgari</i> . . . . .	38	— <i>Footeanus</i> . . . . .	196
<i>Acanthodiscus Vaceki</i> . . . . .	43	— <i>Fourneli</i> . . . . .	214
<i>Aceratherium</i> . . . . .	126	— <i>isculensis</i> . . . . .	222
<i>Acer campestre</i> . . . . .	174	— <i>Ismaëlis</i> . . . . .	185
<i>Actinocamax granulatus</i> . . . . .	225	— <i>margae</i> . . . . .	223
— <i>plenus</i> . . . . .	31, 35	— <i>Menu</i> . . . . .	184
— <i>westphalicus</i> . . . . .	224, 225, 227	— <i>pseudogardeni</i> . . . . .	222
— — <i>granulatus</i> . . . . .	225	— <i>texanus</i> . . . . .	223
<i>Actinocrinus</i> . . . . .	337	— <i>Vibrayeanus</i> . . . . .	185
— <i>globosus</i> . . . . .	339	— <i>Woolgari</i> . . . . .	36
<i>Actinocyrtis</i> . . . . .	357, 359	Amphibolasbestfels, Uruguay	418
<i>Actinostroma</i> . . . . .	383	Amphibol-Monchiquit, Madeira	453
— <i>intertextum</i> . . . . .	397	Amphibolit, Colonia . . . . .	409
Akerit, Madeira . . . . .	451	—, Erstfelder-Gneis . . . . .	223, 244
Albien, Mittellandkanal		<i>Amplexus</i> . . . . .	352
176, 177, 179, 329		— <i>Frechi</i> . . . . .	351, 388, 390
—, Osning . . . . .	328	— <i>hercynicus</i> . . . . .	352, 388, 390
—, Persien . . . . .	41, 43	— <i>irregularis</i> . . . . .	351
—, Südbayern . . . . .	51	Analyse, Hornblendebasalt,	
—, Teutoburger Wald . . . . .	329	Madeira . . . . .	476
<i>Alectryonia carinata</i> . . . . .	33	—, Monchiquite, Madeira . . . . .	461
— <i>rectangularis</i> . . . . .	52	—, Quarzbostonitporphyr,	
Algonkium, Kiautschou . . . . .	206	Porto Santo . . . . .	468
<i>Alisma Plantago</i> . . . . .	174	—, Quellen, Tiefb. Sonneborn	6
Alkalibasalt, Madeira 474, 477, 478		—, Talk . . . . .	414
		—, Yangtse-Schlamm . . . . .	327

	Seite
Anatomie . . . . .	318, 320, 323
<i>Ancyloceras Urbani</i> . . . . .	176, 329, 330
Anhydrit, Simplon . . . . .	93
—, Sonneborn . . . . .	2
<i>Anodonta</i> , Pliocän . . . . .	274
<i>Anomalina complanata</i> . . . . .	438
Anthozoen, Untersilur . . . . .	271
<i>Anthracotherium</i> . . . . .	20, 126
Antigoriogneis . . . . .	131, 156
Antiklase . . . . .	294
Antiquus-Stufe . . . . .	81, 125
<i>Apiocrinus Meriani</i> . . . . .	41
Aplit . . . . .	228
—, Kiautschou . . . . .	210, 211
<i>Aporrhais</i> . . . . .	221
Aptien, Mittellandkanal . . . . .	177, 179, 329
—, Persien . . . . .	41, 43
—, Südbayern . . . . .	51
Artefakte, Löß im . . . . .	
Donautal . . . . .	193, 379
<i>Artiodactyla</i> . . . . .	1
Asche, Sonneborn . . . . .	3
<i>Ascophyllum</i> . . . . .	255
<i>Aspasmophyllum bohemicum</i> . . . . .	352
— <i>ligeriense</i> . . . . .	352, 389, 390
— <i>philocrinum</i> . . . . .	352, 389
<i>Aspidoceras perarmatum</i> . . . . .	37
Assimilation . . . . .	253, 277
<i>Astrocyathus nutricius</i> . . . . .	364
<i>Astrothylacus giganteus</i> . . . . .	360
<i>Ataxophragmium variabile</i> . . . . .	433
Athletaschichten, Schweizer Jura . . . . .	35
Aufpressung . . . . .	9
<i>Aulopora</i> . . . . .	384
Aurignacien . . . . .	193, 382
Auslaugungserscheinungen, . . . . .	
Zechstein . . . . .	4
Ausräumungsbecken . . . . .	61
<i>Avicula Gessneri</i> . . . . .	44

## B.

Bacenoschiefer, Simplon . . . . .	108
<i>Baculites baculoides</i> . . . . .	38
— <i>vertebralis</i> . . . . .	221
<i>Bairdia subdeltoidea</i> . . . . .	439
<i>Balanocrinus pentagonalis</i> . . . . .	37
Baltisches Rückzugstadium, . . . . .	
Norddeutshl. . . . .	92
Barrémien, Mittellandkanal . . . . .	179, 329
—, Persien . . . . .	43
—, Teutoburger Wald . . . . .	329
Basalt, Bermbach . . . . .	425

	Seite
Basalt, Dankmarshausen . . . . .	430
—, Deutsch-Ostafrika . . . . .	333
—, Kiautschou . . . . .	211
—, Solling . . . . .	8
Basaltische Lapilli, Deutsch- . . . . .	
Ostafrika . . . . .	332
Basaltlinien . . . . .	433, 434
Batholith . . . . .	277
Bathonien, Persien . . . . .	41
—, Schweizer Jura . . . . .	35
Bedretto-Faltung . . . . .	148, 173
<i>Belemnites</i> . . . . .	82
— <i>excentricus</i> . . . . .	37
— <i>hastatus</i> . . . . .	37
— <i>jaculum</i> . . . . .	167
<i>Beneckeia denticulata</i> . . . . .	256
— <i>subdenticulata</i> . . . . .	256
— <i>tenuis</i> . . . . .	256
Bentheimer Sandstein . . . . .	178
Bergstürze, Malm . . . . .	49
Berisalfaltung, Simplon . . . . .	173
Berisalgewölbe, Simplon . . . . .	165
Berisalgneis, Simplon . . . . .	103
Berisalschiefer, Simplon . . . . .	103
Berisalüberfaltung . . . . .	146, 176, 178
<i>Beyrichia</i> , Untersilur . . . . .	271
Biologie . . . . .	319
Biotitgneis, Aarmassiv . . . . .	223
Biotitgranit, Uruguay . . . . .	409
<i>Biradiolites lombricalis</i> . . . . .	40, 42
<i>Bison priscus</i> . . . . .	90, 125
<i>Bithynia tentaculata</i> . . . . .	93, 96
Blattbewegung . . . . .	60
Blätter . . . . .	366, 367
Bohnerz, eocän, Schweizer Jura . . . . .	45
<i>Bolivina linearis</i> . . . . .	433
Brauneisenstein, Solling . . . . .	8
Brauneisensteingerölle, . . . . .	
Brongniart-Quader . . . . .	32
Brauner Jura, Limmer . . . . .	165
Braunkohlenbildung . . . . .	126
Braunkohlenquarzite, Finken- . . . . .	
walde . . . . .	506, 513
Brießnitzer Stahlquelle . . . . .	30
Brückelschiefer, Sonneborn . . . . .	2
Bruchfaltung . . . . .	356
Bruchsattel . . . . .	364
Bryozoen, Untersilur . . . . .	271
<i>Buchiceras Fourneli</i> . . . . .	214
— <i>Ismaëlis</i> . . . . .	185
— <i>Tissoti</i> . . . . .	215
Bühlstadium . . . . .	92
<i>Bulimina intermedia</i> . . . . .	433
— <i>Murchisoniana</i> . . . . .	433

	Seite
<i>Bulimina obesa</i> . . . . .	433
— <i>d'Orbigny</i> i . . . . .	433
— <i>ovulum</i> . . . . .	433
— <i>variabilis</i> . . . . .	433
<i>Buliminus</i> . . . . .	195
<i>Bunodontia</i> . . . . .	1
Buntsandstein, Dankmars- hausen . . . . .	430
—, Mittellandkanal . . . . .	166
—, Piesbergachse . . . . .	183
—, Pyrmont . . . . .	2
—, Sonneborn . . . . .	2
<i>Bythinia</i> . . . . .	272

C.

<i>Caecilianella acicula</i> . . . . .	196
<i>Calamopora</i> . . . . .	373
— <i>basaltica</i> . . . . .	394
— <i>filiformis</i> . . . . .	378
— <i>Forbesi</i> . . . . .	394
— <i>Gothlandica</i> . . . . .	375
— <i>polymorpha</i> var. <i>ramosa</i> divaricata . . . . .	377
— <i>polymorpha</i> var. <i>tuberosa</i> . . . . .	377
— — var. <i>tuberosa ramosa</i> . . . . .	377
— <i>spongites</i> . . . . .	379, 395
— <i>spongites</i> var. <i>ramosa</i> . . . . .	377
Calcaire roux sableux . . . . .	35
<i>Calciopora</i> . . . . .	380
— <i>Battersbyi</i> . . . . .	381, 389
— <i>carnica</i> . . . . .	381, 396
— <i>Frechi</i> . . . . .	381, 389, 396
Callovien, Persien . . . . .	41
—, Schweizer Jura . . . . .	35
Cambrium, Caceres . . . . .	345
—, Koksär . . . . .	377
—, Reval . . . . .	375
Campinien, Persien . . . . .	40, 42
Caninia . . . . .	354
Carbon, Aarmassiv . . . . .	255, 295
—, Kiautschou . . . . .	203, 207
—, Simplan . . . . .	77, 96, 98
—, Wendenjoch . . . . .	288, 290, 301
<i>Cardioceras cordatum</i> . . . . .	37
<i>Cardium Banneianum</i> . . . . .	44
— <i>cingulatum</i> var. <i>moer-</i> <i>sianum</i> . . . . .	198
— <i>decussatum</i> . . . . .	220
<i>Carex</i> . . . . .	174
Carinatenpläner, Dresden . . . . .	26, 27
Carinatenquader, Dresden . . . . .	26, 27
Carinatenstufe, Dresden . . . . .	33
<i>Carpinus Betulus</i> . . . . .	174

	Seite
<i>Carychium minimum</i> . . . . .	193
<i>Caryocystides</i> , Untersilur . . . . .	271
<i>Caenopora</i> . . . . .	383, 391
Cenoman, Dresden . . . . .	25, 33
—, Mittellandkanal . . . . .	166
—, Persien . . . . .	40, 43
—, Rheine . . . . .	176
Centralgranit . . . . .	265
Cephalopoden, Kreide . . . . .	179
<i>Ceratiocaris</i> , Untersilur . . . . .	271
<i>Ceratites Fourneli</i> . . . . .	214
<i>Cerithium</i> . . . . .	221
<i>Ceromya excentrica</i> . . . . .	44
<i>Cervus latifrons</i> . . . . .	125
— ( <i>Rangifer</i> ) <i>tarandus</i> . . . . .	90, 172
Chemie . . . . .	318
<i>Chlamys acuminatus</i> . . . . .	34
— <i>elongatus</i> . . . . .	34
— <i>Galliennei</i> . . . . .	34
— <i>rhotomagensis</i> . . . . .	34
Chlorit-Glimmerschiefer, Uruguay . . . . .	420
Chloritisierung . . . . .	224, 251
<i>Choeromorus</i> . . . . .	33
<i>Choeropsis liberiensis</i> . . . . .	22, 29, 30, 32
<i>Choffaticeras</i> . . . . .	204
<i>Chondrites antiquus</i> . . . . .	255
— <i>subantiquus</i> . . . . .	255
<i>Chondrula tridens</i> . . . . .	196
<i>Cidaris baculifera</i> . . . . .	41
— <i>florigemma</i> . . . . .	38, 41
— <i>Sorigneti</i> . . . . .	34
— <i>Strombecki</i> . . . . .	34
— <i>vesiculosa</i> . . . . .	34
<i>Cionella lubrica</i> . . . . .	192
<i>Cladochonus</i> . . . . .	489
<i>Cladopora spinulata</i> . . . . .	488
<i>Clathrodictyon aquisgranense</i> . . . . .	387
— <i>carnicum</i> . . . . .	386, 389
— <i>cellulosum</i> . . . . .	387
— <i>Montis Casii</i> . . . . .	388
— <i>Philochymenia</i> . . . . .	388
— <i>regulare</i> . . . . .	387, 389
— <i>striatellum</i> . . . . .	387
<i>Clausilia</i> . . . . .	195
— <i>dubia</i> . . . . .	192
Coccolithen, Emscher . . . . .	443
<i>Codiopsis Doma</i> . . . . .	34, 43
<i>Coelophyllum eurycalyx</i> . . . . .	354
<i>Collyrites bicordata</i> . . . . .	37
<i>Columnaria fascicula</i> . . . . .	356
— <i>rhenana</i> . . . . .	356, 388
— <i>symbiotica</i> . . . . .	355, 388
<i>Combophyllum germanicum</i> . . . . .	350

	Seite		Seite
<i>Combophyllum Leonense</i> . . . . .	350	<i>Cyathophyllum secundum</i> . . . . .	371
— <i>obtusum</i> . . . . .	350	— <i>Steiningeri</i> . . . . .	363
— <i>Osismorum</i> . . . . .	350	— <i>strioleps</i> . . . . .	360
<i>Conulus fulvus</i> . . . . .	195	— <i>syringoporoides</i> 355, 356, 366, 388	
<i>Corbicula fluminalis</i> . . . . .	91	— <i>vermiculare</i> . . . . .	363, 388
<i>Cornuspira cretacea</i> . . . . .	430	— — <i>mut. carnicum</i> . . . . .	358, 388
<i>Coscinopora</i> . . . . .	216	— — <i>mut. praecursor</i> . . . . .	359
<i>Cosmoceras</i> . . . . .	44	— <i>volaicum</i> . . . . .	362, 388
— <i>ornatum</i> . . . . .	165	<i>Cyclostigma Killokense</i> . . . . .	255
<i>Crania permiana</i> . . . . .	491	<i>Cystiphyllum</i> . . . . .	359
<i>Crednerien-Stufe, Dresden</i> . . . . .	33	— <i>bigener</i> . . . . .	370
— <i>-Zone</i> . . . . .	35	— <i>cristatum</i> . 370, 372, 389, 390	
<i>Credner-Stiftung</i> . . . . .	417	— <i>cylindricum</i> . . . . .	370
<i>Creniceras Renggeri</i> . . . . .	37	— <i>intermedium</i> var. <i>densum</i> 369, 389	
<i>Crinoideen, Pichagua-Fauna</i> . . . . .	502	— <i>secundum</i> . . . . .	371
<i>Crioceras capricornu</i> 165, 166, 167		— <i>ultimum</i> . . . . .	370
— <i>Seeleyi</i> . . . . .	167	— <i>vesiculosum</i> . . 371, 389, 390	
<i>Cristellaria compressa</i> . . . . .	436	<i>Cythere cornuta</i> . . . . .	439
— <i>Gaudryana</i> . . . . .	436	— <i>ornatissima</i> . . . . .	439
— <i>intermedia</i> . . . . .	436	— <i>semiplicata</i> . . . . .	439
— <i>lobata</i> . . . . .	437	— <i>serrulata</i> . . . . .	439
— <i>macrodisca</i> . . . . .	436	<i>Cythereis ornatissima</i> . . . . .	439
— <i>microptera</i> . . . . .	436	<i>Cytherella Münsteri</i> . . . . .	439
— <i>navicula</i> . . . . .	436	— <i>ovata</i> . . . . .	439
— <i>ovalis</i> . . . . .	436	— <i>Williamsoniana</i> . . . . .	439
— <i>rotulata</i> . . . . .	436	<i>Cytherideis laevigata</i> . . . . .	439
— <i>subalata</i> . . . . .	437	<i>Cytherina concentrica</i> . . . . .	439
— <i>triangularis</i> . . . . .	436	<i>Cytheropteron concentricum</i> . . . . .	439
<i>Crodogneis</i> . . . . .	109		
<i>Cuvierimergel, Dresden</i> . . . . .	38		
<i>Cyathaxonia Girtyi</i> . . . . .	486		
<i>Cyathocrinus acinotubus</i> . . . . .	332		
— <i>carnicus</i> . . . . .	331		
— <i>longimanus</i> . . . . .	332		
— <i>ramosus</i> . . . . .	332		
<i>Cyathophylloides</i> . . . . .	355		
<i>Cyathophyllum</i> . . . . .	355		
— <i>alpinum</i> . . . . .	364, 388		
— <i>articulatum</i> . . . . .	393		
— <i>caespitosum</i> . . 366, 368, 393			
— <i>ceratites</i> . . 366, 369, 371			
— <i>decorticatum</i> . . . . .	367		
— <i>densum</i> . . . . .	394		
— <i>dianthus</i> . 363, 365, 388, 389			
— <i>hallioides</i> . . . . .	361, 389		
— <i>helianthoides</i> . . . . .	357, 389		
— <i>heterophyllum</i> . 358, 360, 389			
— <i>hypocrateriforme</i> . . . . .	357		
— <i>limbatum</i> . . . . .	360		
— <i>macrocystis</i> . . . . .	367		
— <i>minus</i> . . . . .	366, 388		
— <i>obconicum</i> . . . . .	360		
— <i>pachyphylloides</i> . . . . .	394		
— <i>Roemeri</i> . . . . .	363		
		<b>D.</b>	
		Dalle nacrée, Schweizer Jura . . . . .	35
		Delicias-Schichten . . . . .	483
		<i>Dentalina aculeata</i> . . . . .	437
		— <i>affinis</i> . . . . .	434
		— <i>baltica</i> . . . . .	434
		— <i>catenula</i> . . . . .	434
		— <i>cognata</i> . . . . .	434
		— <i>communis</i> . . . . .	434
		— <i>cylindroides</i> . . . . .	434
		— <i>graciles</i> . . . . .	434
		— <i>legumen</i> . . . . .	434
		— <i>Lilli</i> . . . . .	434
		— <i>nodosa</i> . . . . .	434
		— <i>oligostegia</i> . . . . .	434
		— <i>subrecta</i> . . . . .	434
		Dehnung . . . 242, 308, 358, 359	
		Dehnungsverwerfung . . . . .	356
		<i>Desmoceras montis albi</i> . . . . .	36
		Devon, Ammonoiten . . . . .	98
		—, Cáceres . . . . .	345
		—, Ebersdorf . . . . .	383
		—, Mexiko . . . . .	482
		—, Ostalpen . . . . .	330, 347



	Seite
Devonischer Riffkalk, Ostalpen	347
Diabas, Deutsch-Ostafrika	333
Diaklase	289
<i>Dianulites petropolitanus</i>	397
Dichtungsmaterial	162
<i>Diceras</i>	38
<i>Dielasma</i>	501
— <i>biplex</i>	502
<i>Dielasma Guadalupeensis</i>	501
Diluvium, Mittellandkanal	167, 188
Dinotherienschiechten	124
<i>Dinotherium</i>	28
Diorit, Kiautschou	206, 208, 209, 212
<i>Diplochone amplexoides</i>	370
— <i>intermedia</i>	370
<i>Diplotrypa petropolitana</i>	396
<i>Discoidea Morgani</i>	43
Diskordanzen	202
Dislokation	231
Dogger, Persien	44, 45
—, Schweizer Jura	35
—, Wendenjoch	290
Dolomit, Simplon	91, 101
—, Zechstein, Tiefb. Sonneborn	3
Domanik-Horizont	97
<i>Dorocidaris vesiculosa</i>	34
<i>Douvilléceras Albrechti Austriae</i>	330
— <i>Mantelli</i>	34
— <i>Martini</i>	330
<i>Drepanophycus</i>	255
<i>Dricoceros furcatus</i>	126
Druckmetamorphose	225
Druckspalten, tektonisch	284

## E.

<i>Echinocorys</i>	216
<i>Echinosphaerites</i> , Untersilur	271
Eifelgraben	277, 283
Eisen, Deutsch-Ostafrika	334
Eisenerz, Erstfelder Gneis	245
—, Solling	8
Eisenglanz, Sonneborn	5, 7
Elastizität	231
<i>Elephas</i>	172
— <i>antiquus</i>	81, 82
— <i>meridionalis</i>	82
— <i>primigenius</i>	81, 90, 187
— <i>trogontherii</i>	81, 82, 125
Embryologie	319, 323
<i>Empetrum nigrum</i>	174
Emscher, Dortmund	214
Endmoränen, Buchheide	518

	Seite
Endmoränen, Samland	264
—, Schweden	92
<i>Endophyllum acanthicum</i>	369, 389
— <i>carnicum</i>	368, 389
Entwässerung, Pechstein	244
Entwicklungsgeschichte	318
Eocän, Finkenwalde	505, 506, 513, 515
—, Schweizer Jura	45
—, Westeuropa	33
Eophyton-Sandstein, Reval	376
<i>Equus caballus</i>	90
— <i>primigenii</i>	126
— <i>Süßenborni</i>	125
Erdbebenspalten	299
Erdöl, Nordamerika	213
Erdtrichter, Schweizer Jura	36, 41
Ergußgesteine, Madeira	473
<i>Eridophyllum</i>	356
Erstfelder Gneis, Aarmassiv	221, 223, 230, 249, 254, 289, 300
Eruptiver Röt, Plaue, Stadtilm	366
Eruptivgesteine, mesozoisch	82
Eruptivgneise, Aarmassiv	223, 248, 300
Erz, Neuguinea	253
Esinokalk	306, 314, 315
Essexit, Porto Santo	467
Essexitdiabas, Madeira	451
Essexitmelaphyr, Madeira	477, 478
Essexitporphyrit, Madeira	477, 479
<i>Eucalyptocrinus rosaceus</i>	345
<i>Eulota fruticum</i>	196, 380
<i>Eumetria grandicosta</i>	499
— <i>indica</i>	497
Evolution	228
<i>Exogyra Bruntutana</i>	41, 42, 43
— <i>decussata</i>	42
— <i>laciniata</i>	42
— <i>Matheroniana</i>	42
Explosion	9

## F.

Fächerstruktur, Aarmassiv	295
<i>Fagesia Bomba</i>	197
— <i>Thevestensis</i>	199
Faltenbau	304
Faltenbruch	356
Faltengebirge	358
Faltenüberschiebung	304, 308
Faltung	228, 231, 240, 241, 243
Faltungsproblem des Schweizer Jura	66

	Seite		Seite
Fastebene, Löß . . . . .	190	Ganggruppe . . . . .	296
Faulschlammgestein . . . . .	392	Gangphorphyrit . . . . .	245
Faunenwechsel im Diluvium . . . . .	197	Gangschwarm . . . . .	296
<i>Favosites astericus</i> . . . . .	374, 389	Gangspalte . . . . .	294
— <i>cervicornis</i> . . . . .	377	Gasterengranit . . . . .	260, 266
— <i>Forbesi</i> . . . . .	394	<i>Gastrochaena Amphisbaena</i> . . . . .	219
— <i>Goldfussi</i> . . . . .	374, 375, 389, 390	Gastropoden, Pichagua-Fauna . . . . .	502
— <i>Gothlandicus</i> . . . . .	374, 375, 394	<i>Gaudryina carinata</i> . . . . .	431
— <i>intricatus</i> . . . . .	374	— <i>laevigata</i> . . . . .	431
— <i>polymorphus</i> . . . . .	377, 389, 390	— <i>oxycona</i> . . . . .	432
— <i>proastericus</i> . . . . .	373, 389	— <i>pupoides</i> . . . . .	432
— <i>reticulatus</i> . . . . .	375, 377, 379	— <i>rugosa</i> . . . . .	432
— mut. <i>praecursor</i> . . . . .		Gault . . . . .	50, 188
— <i>tuberosus</i> . . . . .	375, 389, 391	Gaiteit, Madeira . . . . .	466, 471
Feinsand . . . . .	170	<i>Gauthiericeras margae</i> . . . . .	223, 225
Finnischer Schild . . . . .	371	Gebirgsbildung, Geologie . . . . .	320
<i>Fissurina alata</i> . . . . .	436	—, Rhön . . . . .	432
<i>Flabellina Baudouiniana</i> . . . . .	436	Gebirgsdruck . . . . .	13
— <i>cordata</i> . . . . .	436	Gebirgsrumpf, Schweizer Jura . . . . .	61
— <i>elliptica</i> . . . . .	436	Geoden, Finkenwalde . . . . .	505, 516
— <i>rugosa</i> . . . . .	436	Geographie . . . . .	316
Flammenmergel, Mittelland-		Geologen-Kongreß, Toronto . . . . .	8
kanal . . . . .	176	Geologie, Abgrenzung . . . . .	316
Flexur . . . . .	242, 245, 285	Geologischer Bau, NW-	
Flexur, M. Guglielmo . . . . .	317	Deutschland . . . . .	354
Flußpferd, Mittelpliocän . . . . .	1	Geosynklinale . . . . .	237
Flußterrassen, Weser . . . . .	168	<i>Gephyroceras uchtense</i> . . . . .	98
Flysch, Südbayern . . . . .	46, 48	Gerölltonschiefer, Thüringen . . . . .	269
Foraminiferen, Emscher . . . . .	428, 430	Geschiebelehm, Mittelland-	
—, Mexiko . . . . .	486	kanal . . . . .	162
Formazafalten . . . . .	169	Geschiebemergel, Minden . . . . .	168
Formazzaüberfaltung . . . . .	148	—, Mittellandkanal . . . . .	178
Foyait, Madeira . . . . .	451	Geschiebe, nordische . . . . .	172
<i>Fronicularia angulosa</i> . . . . .	434	Gestein, Begriff . . . . .	149
— <i>angusta</i> . . . . .	434	Giacomoschiefer . . . . .	114
— <i>angustissima</i> . . . . .	434	Gildegäuser Sandstein . . . . .	178
— <i>Archiacina</i> . . . . .	435	Gips, Trias . . . . .	85, 86
— <i>canaliculata</i> . . . . .	435	Glaukonitsande, Finkenwalde . . . . .	506
— <i>Goldfussi</i> . . . . .	435	Glimmergneis . . . . .	228
— <i>inversa</i> . . . . .	435	Glimmerschiefer,	
— <i>lanceola</i> . . . . .	435	Simplon . . . . .	91, 98, 103, 111
— <i>marginata</i> . . . . .	434	<i>Globigerina aspera</i> . . . . .	439
— <i>microdisca</i> . . . . .	435	— <i>cretacea</i> . . . . .	438
— <i>striatula</i> . . . . .	435	— <i>marginata</i> . . . . .	438
— <i>turgida</i> . . . . .	435	— <i>trochoides</i> . . . . .	438
Fucoidensandstein, Reval . . . . .	377	<i>Glypticus hieroglyphicus</i> . . . . .	38
<i>Fusus canalifer</i> . . . . .	221	Gneis, Aarmassiv . . . . .	217, 248
		—, Kiautschou . . . . .	205
		—, Reval . . . . .	371
		—, Schwarzwald . . . . .	300, 102
		—, Simplongebiet . . . . .	77, 81, 90, 121, 174, 178
		—, Vogesen . . . . .	102
		<i>Goniatis Patersoni</i> . . . . .	98

G.

Gabbro, Ebersdorf . . . . .	383
Ganggesteine, Madeira . . . . .	453
Ganggraben . . . . .	296

	Seite
<i>Goniophyllum</i> . . . . .	391
Göttweiger Verlehmungszone	195
Graben . . . . .	303, 365
Graciliskalk . . . . .	306
<i>Grammoceras aalense</i> . . . . .	45
— <i>costula</i> . . . . .	45
— <i>fallaciosum</i> . . . . .	41, 45
— <i>mactra</i> . . . . .	45
— <i>normannianum</i> . . . . .	41, 45
Grande Oolithe . . . . .	35
Granit, Aarmassiv . . . . .	217
—, Caceres . . . . .	345
—, Deutsch-Ostafrika . . . . .	334
—, gepreßt . . . . .	102
—, Innertkirchen . . . . .	290
—, Kiautschou 204, 205, 207—212	
—, Meißen . . . . .	244
—, Petersburg . . . . .	371
—, Simplon . . . . .	90
Granitit, Innertkirchen . . . . .	265
Granitporphyr, Erstfeld . . . . .	245
—, Uruguay . . . . .	409
Granulit, Erstfeld . . . . .	228
<i>Gressya ovata</i> . . . . .	45
Grundmoräne, Mittelland-	
kanal . . . . .	170, 189
Grünschiefer, Simplon 94, 98, 100	
<i>Gryphaea vesicularis</i> . . . . .	42, 216
Gschnitzstadium . . . . .	92
<i>Guttulina cretacea</i> . . . . .	437
<i>Gypidula pseudogaleata</i> . . . . .	484

## H.

<i>Hadrophyllum conicum</i> . . . . .	350
<i>Haliserites</i> . . . . .	254, 255
<i>Hallia</i> . . . . .	367, 391
Hangendhöherer Faltenbruch	
	356, 361
Hangentieferer Faltenbruch	356
<i>Haplophragmium aequale</i> . . . . .	437
— <i>agglutinans</i> . . . . .	437
— <i>compressum</i> . . . . .	437
— <i>fontinense</i> . . . . .	438
— <i>irregulare</i> . . . . .	438
— <i>Murchisoni</i> . . . . .	432
<i>Hauericeras chypeale</i> . . . . .	222
— <i>pseudogardeni</i> . . . . .	222
Hauptdolomit, Monte	
Guglielmo . . . . .	306, 314
Hauptglazial-Stufe, Rixdorf . . . . .	82
Hauptrogenstein, Schweizer Jura	35
Hauptterrassendiluvium des	
Niederrheins . . . . .	94

	Seite
Hauterivien, Bentheim . . . . .	178
—, Mittellandkanal 165—167, 179	
—, Persien . . . . .	143
Hauynteophrit, Madeira . . . . .	462, 474
Hebung . . . . .	284, 307
<i>Hecticoceras ellipticum</i> . . . . .	38
— <i>lunuloides</i> . . . . .	44
<i>Heliolites confinensis</i> 372, 389, 390	
— <i>interstinctus</i> . . . . .	373, 390
<i>Heliophyllum juvene</i> . . . . .	364
<i>Helix (Arianta) arbustorum</i> . . . . .	192
— ( <i>Vallonia</i> ) <i>austriaca</i> . . . . .	192
— <i>canthensis</i> . . . . .	64
— ( <i>Vallonia</i> ) <i>costata</i> . . . . .	192
— ( <i>Trichia</i> ) <i>hispida</i> . . . . .	192, 195
— ( <i>Xerophila</i> ) <i>nilssonii</i> . . . . .	192, 195
— ( <i>Helicogena</i> ) <i>pomatia</i> . . . . .	192, 381
— ( <i>Vallonia</i> ) <i>pulchella</i> . . . . .	192
— ( <i>Patula</i> ) <i>runderata</i> . . . . .	192
— ( <i>Vallonia</i> ) <i>tenuilabris</i> . . . . .	192
— ( <i>Trichia</i> ) <i>terrena</i> . . . . .	192
— ( <i>Trichia</i> ) <i>villosa</i> . . . . .	192
<i>Helminthoidea devonica</i> . . . . .	255
Helvetische Kreide, Südbayern	
	50, 55, 62
<i>Hemiaster</i> . . . . .	43
<i>Hemicidaris crenicularis</i> . . . . .	38
— <i>intermedia</i> . . . . .	41
<i>Hemipneustes</i> . . . . .	40, 42
<i>Hemiptychina</i> . . . . .	501
<i>Hemitissotia</i> . . . . .	216
Hercynische Faltung, Aarmassiv	
	291, 293, 295
<i>Heteroceras Reussianum</i> . . . . .	38
<i>Hexacrinus exculptus</i> . . . . .	336
— <i>Frechi</i> . . . . .	335
— <i>interscapularis</i> . . . . .	335
— <i>Rosthorni</i> . . . . .	333
<i>Hexaprotodon</i> . . . . .	5
— <i>sivajavanicus</i> . . . . .	31
<i>Hinnites astartinus</i> . . . . .	42
— <i>inaequistriatus</i> . . . . .	44
<i>Hipparion</i> . . . . .	28
<i>Hippopotamus</i> . . . . .	1, 82
— <i>amphibius</i> . . . . .	21, 29—31
— — <i>Germaniae</i> . . . . .	125
— — <i>var. robusta</i> . . . . .	27, 28
— <i>angustidens</i> . . . . .	31
— <i>annectens</i> . . . . .	27, 28
— <i>hipponensis</i> . . . . .	1, 25, 27—32
— <i>latidens</i> . . . . .	31
— <i>Lemerlei</i> . . . . .	13, 19, 30, 31
— <i>leptorrhynchus</i> . . . . .	30, 31
— <i>madagascariensis</i> 13, 25, 30, 31	

	Seite
<i>Hippopotamus major</i> . . . . .	7, 28
— <i>melitensis</i> . . . . .	27
— <i>Nil</i> . . . . .	13, 14, 16
— <i>pentlandi</i> . . . . .	27, 32
— <i>sivalensis</i> . . . . .	30, 32
<i>Hippurites cornu copiae</i> . . . . .	40, 42
Historische Geologie . . . . .	320
Hochmoor, Vinter Moor . . . . .	183
<i>Holaster subconicus</i> . . . . .	43
<i>Homomya gracilis</i> . . . . .	37
— <i>hortulana</i> . . . . .	44, 45
Homomyenmergel, Schweizer Jura . . . . .	35
<i>Hoplites Deshayesi</i> . . . . .	330
— <i>noricus</i> . . . . .	166
— <i>radiatus</i> . . . . .	166
— <i>Rütimeyeri</i> . . . . .	43
— <i>Weissi</i> . . . . .	177, 329, 330
<i>Hoplitoides</i> . . . . .	193
— <i>ingens</i> . . . . .	194
— <i>mirabilis</i> . . . . .	195
Horizontaler Gebirgsdruck . . . . .	362
Hornblendebasalt, Madeira . . . . .	473, 475, 476
Hornblende-Monchiquit, Madeira . . . . .	458
Hornblendeschiefer, Colonia . . . . .	409
Hornblende-Spessartit, Uruguay . . . . .	409
Hornfels, Kiautschou . . . . .	205
Horst . . . . .	303, 358, 362, 365
<i>Hostinella</i> . . . . .	255
Humeralis-Schichten, Schweizer Jura . . . . .	40, 41
Humusgestein . . . . .	392
<i>Hustedia Meekana</i> . . . . .	497
— <i>Mormoni</i> . . . . .	499
<i>Hyalina</i> . . . . .	195
— <i>crystallina</i> . . . . .	192
— <i>pura</i> . . . . .	192
<i>Hyaena trogontherii</i> . . . . .	125
<i>Hypsaster</i> . . . . .	40, 43
— <i>Douvilléi</i> . . . . .	43

# I, J.

<i>Janira striatocostata</i> . . . . .	42
Injektion . . . . .	227, 252, 277
Injektionsmetamorphose . . . . .	138
Innertkirchener Granit, Aarmassiv . . . . .	217, 258, 261, 290, 300
<i>Inoceramus anisopleurus</i> . . . . .	219
— <i>bohemicus</i> . . . . .	34, 35
— <i>Brongniarti</i> . . . . .	27, 36

	Seite
<i>Inoceramus circularis</i> . . . . .	218
— <i>concentricus</i> . . . . .	47
— <i>Cripsi</i> . . . . .	42
— <i>cycloides</i> . . . . .	218
— <i>digitatus</i> . . . . .	218, 225, 226, 227
— <i>exogyroides</i> . . . . .	217
— <i>gibbosus</i> . . . . .	218, 225
— <i>Haenleini</i> . . . . .	226
— <i>involutus</i> . . . . .	217, 225, 226, 227
— <i>Kleini</i> . . . . .	217, 225, 227
— <i>Koeneni</i> . . . . .	217, 226, 227
— <i>labiatus</i> . . . . .	27, 35
— <i>Lamarcki</i> . . . . .	36
— <i>lobatus</i> . . . . .	219
— <i>planus</i> . . . . .	218
— <i>striatus</i> . . . . .	74
Interglazial . . . . .	34
—, Donautal . . . . .	195, 379
—, Eifel . . . . .	63
—, Finkenwalde . . . . .	505
—, Mittellandkanal . . . . .	172, 174
—, Niederrhein . . . . .	93
—, Norddeutschland . . . . .	81
—, Wunstorf- Hannover . . . . .	189
Interglaziale Verwitterungszone . . . . .	507, 516
Intrusion . . . . .	102, 131, 175, 178
<i>Iraniaster</i> . . . . .	40, 42
<i>Isocardia cornuta</i> . . . . .	44
— <i>striata</i> . . . . .	44
Isterberger Sandstein . . . . .	178
Jura, Lausitzer Überschiebung . . . . .	32
—, Persien . . . . .	41

# K.

Kalialze, Katalonien . . . . .	340
Kalktuff, Ooide . . . . .	318, 323
Kantengeschiebe, Börde . . . . .	87
Kaolin, Caceres . . . . .	347
—, Kiautschou . . . . .	210
—, Neu-Guinea . . . . .	253
Kar, Entstehung . . . . .	335
Kargletscher . . . . .	337
Karnallit, Suria . . . . .	340
Karren, Saiguelégier . . . . .	38
Kaustobiolith . . . . .	392
Kellwasserkalk . . . . .	99
Kettenjura, Schweiz . . . . .	75
Keuper, Persien . . . . .	45
—, Piesbergachse . . . . .	183
Kilimatinde-Konglomerat . . . . .	332
Kimmeridge, Limmer . . . . .	165

	Seite
Kimmeridge, Schweizer Jura	43
Kluft . . . . .	289
Knickzonen, Clairbief . . . . .	59
Knollensteine, Finkenwalde . . . . .	506
Knotenschiefer, Wendenjoch . . . . .	289
Koffergewölbe . . . . .	67
Kohlensäure, Sonneborn . . . . .	4
Kohlensäuerling, Vorl. d. Egge . . . . .	8
Kolloide, Eocänton . . . . .	515
Kompression . . . . .	242, 243
Kompressionsverwerfung . . . . .	354
Kontaktexplosion, Riesbildung . . . . .	10
Kontaktmetamorphose . . . . .	239, 275, 276
Kontraktion . . . . .	228, 230
Korallen, Devon . . . . .	347
—, Obersilur . . . . .	393
Korallenoolith, Limmer . . . . .	165
Korallenriffe, Pichagua . . . . .	483
Korngröße, Yantse-Schlamm . . . . .	327
Kreide, Ägypten . . . . .	179
—, Dresden . . . . .	25
—, Finkenwalde . . . . .	505
—, helvetisch . . . . .	50, 62
—, obere, Misburg . . . . .	165
—, untere, Mittellandkanal . . . . .	188
—, Osning . . . . .	328
—, Riesenbeck . . . . .	176
—, Rügen . . . . .	314
—, untere, Seelze . . . . .	165
—, Westfalen . . . . .	214
Krokodil . . . . .	126
Kryolith . . . . .	351
Krystalline Schiefer . . . . .	151
Krystallisationsschieferung . . . . .	225
Kulturschichten . . . . .	193

## L.

Labiatuspläner, Dresden . . . . .	29
<i>Lagena apiculata</i> . . . . .	435
— <i>globosa</i> . . . . .	435
— <i>gracilicosta</i> . . . . .	435
— <i>hispid</i> a . . . . .	435
— <i>hystrix</i> . . . . .	436
Lakkolith, Ries bei Nördlingen . . . . .	12
Lamprophyr, Kiautschou . . . . .	211
<i>Lapeirousia</i> . . . . .	40, 42
Lausitzer Überschiebung . . . . .	32
Lebendungeis . . . . .	126
Leberauer Grauwacke . . . . .	108
Lederschiefer, Untersilur . . . . .	269
Leimenzonen . . . . .	382

	Seite
Leineschotter . . . . .	175
Leitfossilien . . . . .	320
<i>Lepidosiren</i> . . . . .	420
— <i>paradoxa</i> . . . . .	421
Leukokrate Ganggesteine, Madeira . . . . .	466
Lias, Persien . . . . .	41, 45
—, Simplon . . . . .	77, 95, 98, 114
<i>Libycoceras Ismaëli</i> . . . . .	185
<i>Liebea Hausmanni</i> . . . . .	3
Limburgit, Bermbach . . . . .	428
<i>Limnaeus obovatus</i> . . . . .	382
<i>Limnaea truncatula</i> L. . . . .	193
<i>Lindströmia</i> . . . . .	391
— <i>permiana</i> . . . . .	488
<i>Lingulina pygmaea</i> . . . . .	434
<i>Lioceras Murchisonae</i> . . . . .	41
Liptobiolith . . . . .	392
<i>Lithoglyphus Neumayri</i> var. <i>Michaeli</i> . . . . .	273
<i>Lituola nautiloidea</i> . . . . .	438
<i>Loftusia Morgani</i> . . . . .	40, 42
— <i>persica</i> . . . . .	40, 42
Londonton . . . . .	506
<i>Lophophyllum</i> . . . . .	361, 488
Löß, Donautal . . . . .	192, 379
—, Fastebene . . . . .	190
—, Mittellandkanal . . . . .	162, 170, 187
—, Norddeutschland . . . . .	81, 86, 91
<i>Ludwigia Murchisoni</i> . . . . .	45
— <i>opalina</i> . . . . .	45
— <i>Sinon</i> . . . . .	45
Luftsattel . . . . .	285

## M.

<i>Macrocephalites</i> . . . . .	44
<i>Madroporites articulatus</i> . . . . .	393
Maestrichtien, Persien . . . . .	40, 42
Magdalénien . . . . .	88
Magnetkies, Salzlagerstätte Aller Nordstern . . . . .	276
Malm, Persien . . . . .	44
—, Schweizer Jura . . . . .	36
—, Wendenjoch . . . . .	290
<i>Mammites binicostatus</i> . . . . .	36
— <i>crassitesta</i> . . . . .	36
— <i>Footeanus</i> . . . . .	36
— <i>micelobensis</i> . . . . .	36
— <i>nodosoides</i> . . . . .	36
Mammut-Stufe, Niederrhein . . . . .	125
Mammut, Norddeutschland . . . . .	81
— -Stufe, Rixdorf . . . . .	81
<i>Manticoceras Drevermanni</i> . . . . .	100
— <i>intumescens</i> . . . . .	97

	Seite
<i>Marginulina compressa</i> . . .	436
— <i>elongata</i> . . . . .	435
— <i>ensis</i> . . . . .	435
Marmor, Erstfeld . . . . .	237
—, Innertkirchen . . . . .	268, 271—273
—, Kiautschou . . . . .	204, 206
—, Simplon . . . . .	89, 90, 98, 108, 115, 140
—, Uruguay . . . . .	424
Marnes à <i>Ostrea acuminata</i> . . .	35
<i>Mastodon</i> . . . . .	126
Mechanische Zertrümmerung . . .	286
<i>Megistocrinus devonicus</i> . . . .	337
— <i>Evansii</i> . . . . .	339
— <i>globosus</i> . . . . .	339
— <i>Waliszewskii</i> . . . . .	338
<i>Meieria ornata</i> . . . . .	166
Melaphyr, Madeira . . . . .	478
<i>Melocrinus prostellaris</i> . . . .	339
— <i>stellaris</i> . . . . .	341
<i>Melophyllum tenuimarginatum</i> . .	354
Meridionalis-Stufe . . . . .	125
<i>Mesophyllum</i> . . . . .	359
Mesozoicum, Kiautschou . . . .	212
—, Persien . . . . .	39
Metamorphe Schiefer, Simplon . . . . .	77
<i>Microcylus simplex</i> . . . . .	350
<i>Miliolina angusta</i> . . . . .	430
— <i>oblonga</i> . . . . .	430
<i>Millericrinus echinatus</i> . . . .	37
Mine . . . . .	18
Mineralogie . . . . .	318
Minette . . . . .	245
Miocän, Finkenwalde . . . . .	506, 513
—, Niederrhein . . . . .	126
Mischgneis, Aarmassiv . . . . .	223, 240, 300
<i>Modiola gigantea</i> . . . . .	45
Molasse, Murnau . . . . .	60
Monchiquite, Madeira . . . . .	453, 466
<i>Monotrypa</i> . . . . .	382
Monte-Leone-Gneis . . . . .	121, 153
Montfavergier-Kette, Tektonik . . . . .	47, 68
<i>Monticulipora</i> . . . . .	382, 391
— <i>petropolitana</i> . . . . .	396
Morphologie . . . . .	317
<i>Mortoniceras inflatum</i> . . . . .	43
— <i>texanum</i> . . . . .	223, 225, 227
Mosbacher Stufe, Rixdorf . . . .	82
Mosbachium, Niederrhein . . . .	125
Moschusochse . . . . .	382
<i>Mucophyllum</i> . . . . .	352, 354

	Seite
Mumienbank, Schweizer Jura . . .	40, 41
Muschelkalk, Heidelberg . . . .	444
—, Persien . . . . .	45
—, Piesbergachse . . . . .	183
<i>Myodes obenis</i> . . . . .	85
<i>Mytilus anarckensis</i> . . . . .	42
— <i>jurensis</i> . . . . .	44
— <i>suprajurensis</i> . . . . .	45

N.

Nachgewölbe . . . . .	146
Nachmulde . . . . .	146
Nachsattel . . . . .	146
Nashorn, wollhaariges . . . . .	81
<i>Natica Eudora</i> . . . . .	41
— <i>grandis</i> . . . . .	41
<i>Natica</i> -Schichten, Schweizer Jura . . . . .	40
<i>Nautilus</i> . . . . .	182
— <i>centralis</i> . . . . .	515
— <i>leiotropis</i> . . . . .	221
— <i>Mermeti</i> . . . . .	183
— — <i>var. Munieri</i> . . . . .	184
— <i>neocomiensis</i> . . . . .	166
— <i>pseudoelegans</i> . . . . .	330
— <i>sublaevigatus</i> . . . . .	36, 38
<i>Neithea aequicostata</i> . . . . .	34
— <i>notabilis</i> . . . . .	34
— <i>phaseola</i> . . . . .	34
Neocom, Mittellandkanal . . . . .	167
<i>Neolobites Brancai</i> . . . . .	188
— <i>Fourtani</i> . . . . .	189
— — <i>var. Pervinquieri</i> . . . . .	191
— <i>Peroni</i> . . . . .	186, 189, 191
— — <i>var. Pervinquieri</i> . . . . .	191
— <i>Schueinfurthi</i> . . . . .	186
— <i>Vibrayeana</i> . . . . .	186, 191
<i>Neoptychites ingens</i> . . . . .	194
<i>Nerinea</i> . . . . .	38, 45, 42
— <i>Bruckneri</i> . . . . .	42
— <i>Gosae</i> . . . . .	42
Niederterrasse, Weser . . . . .	172
<i>Nodosaria affinis</i> . . . . .	434
— <i>aspera</i> . . . . .	433
— <i>inflata</i> . . . . .	433
— <i>lepida</i> . . . . .	433
— <i>obscura</i> . . . . .	433
— <i>oligostegia</i> . . . . .	434
— <i>pauperacula</i> . . . . .	433
— <i>Zippei</i> . . . . .	433
Nord-Südspalten, Rhön . . . . .	431
Norfolkium . . . . .	125
<i>Nucula tenera</i> . . . . .	216

	Seite
<b>O.</b>	
Obercarbonische Faltung . . . . .	281
Oberflächenformen der Erde, Atlas . . . . .	129
Oberer Geschiebemergel, Finkenwalde . . . . .	516
Obere Kreide, Riesenbeck . . . . .	176
Oberoligocän, Düsseldorf . . . . .	197
<i>Ochetoceras canaliculatum</i> . . . . .	41, 44
Olenellus-Schichten, Reval . . . . .	377
Oligocän, Düsseldorf . . . . .	197
—, Unter-, Finkenwalde . . . . .	505, 506
<i>Omphalocyclus macropora</i> . . . . .	40, 42
<i>Omphyma</i> . . . . .	391
Ooide . . . . .	318, 326
Oolith, Karlsbader Erbsenstein . . . . .	318
—, Schweizer Jura . . . . .	38, 39
Oolithe, subkompakte . . . . .	35
Opal, Deutsch-Ostafrika . . . . .	333
<i>Oppelia flexuosa</i> . . . . .	44
Orbitulinenschiefer . . . . .	52
<i>Orbulinaria</i> . . . . .	439
<i>Orcula dolium</i> . . . . .	196
Ornatenzone, Limmer . . . . .	165
<i>Ornithaster</i> . . . . .	40, 42
Orogenetischer Spalten- apparat . . . . .	213, 303, 365
Orthis, Untersilur . . . . .	271
Orthitgneis . . . . .	228
Orthogneis, Erstfeld . . . . .	226, 255, 300
—, Simplon . . . . .	78, 81, 125
Orthophyr . . . . .	245
Osning, Sandstein . . . . .	177
—, Überschiebung . . . . .	358
Ostracoden, Emscher . . . . .	428
<i>Ostrea Bruntutana</i> . . . . .	37
— <i>caniculata</i> . . . . .	47
— <i>carinata</i> . . . . .	35
— <i>hippopodium</i> . . . . .	35
— <i>pulligera</i> . . . . .	42
— <i>Richei</i> . . . . .	37
— <i>vesicularis</i> . . . . .	216
<i>Ovibos</i> . . . . .	82
Oxford, Persien . . . . .	41
—, Schweizer Jura . . . . .	36

**P.**

<i>Pachydiscus Brandti</i> . . . . .	222
— <i>Durandi</i> . . . . .	202
— <i>isculensis</i> . . . . .	222
— <i>Levyi</i> . . . . .	223
— <i>Menu</i> . . . . .	184
— <i>peramplus</i> . . . . .	36, 38

	Seite
<i>Pachypora cristata</i> . . . . .	377
Paine-plaine . . . . .	61
Paläobotanik . . . . .	319
<i>Palaeocrinus</i> . . . . .	331
<i>Palaeocyclus ellipticus</i> . . . . .	350
Paläontologie, Abgrenzung . . . . .	316
Paleocän . . . . .	505
<i>Paludina diluviana</i> . . . . .	91, 93
— <i>fasciata</i> . . . . .	95
— <i>gibba</i> . . . . .	97
Paragneis, Simplon . . . . .	78, 81
Paraklase . . . . .	291
Paralleltexur . . . . .	227, 269, 284
<i>Parapholites Melchioris</i> . . . . .	41, 43
Pariser . . . . .	84
<i>Patula pygmaea</i> . . . . .	195
— <i>runderata</i> . . . . .	195
Pechstein, Meissen . . . . .	244, 246
—, Wassergehalt . . . . .	246
<i>Pecten Albertii</i> . . . . .	448
— <i>asper</i> . . . . .	34
— <i>elongatus</i> . . . . .	34
— <i>Galliennae</i> . . . . .	34
— <i>Laurae</i> . . . . .	37
— <i>rhotomagensis</i> . . . . .	34
<i>Pectunculus obsoletus</i> . . . . .	34
— <i>Philippii</i> . . . . .	197
Pegmatit, Erstfelder Gneis . . . . .	243
<i>Pentacrinus</i> . . . . .	82
— <i>Desori</i> . . . . .	41
<i>Pentamerus pseudogaleatus</i> . . . . .	484
Perikaulomtheorie . . . . .	390
<i>Perispinctes curvicausta</i> . . . . .	41
— <i>mirandus</i> . . . . .	37
— <i>Mogosensis</i> . . . . .	44
— <i>obliqueplicatus</i> . . . . .	44
— <i>plicatilis</i> . . . . .	37
— <i>rhodanicus</i> . . . . .	44
— <i>rjasanensis</i> . . . . .	44
— <i>Sciutoi</i> . . . . .	44
Perm, Kiautschou . . . . .	212
—, Mexiko . . . . .	482
—, Pichagua . . . . .	483, 486
<i>Petraia betula</i> . . . . .	350
— <i>confinensis</i> . . . . .	349
— <i>radiata</i> . . . . .	350
— <i>similans</i> . . . . .	350
— <i>undulata</i> . . . . .	350
Petrographie . . . . .	318
<i>Pholadomya canaliculata</i> . . . . .	37
— <i>decussata</i> . . . . .	220
— <i>exaltata</i> . . . . .	37
— <i>lineata</i> . . . . .	37
— <i>paucicostata</i> . . . . .	37

	Seite		Seite
<i>Pholadomya Protei</i> . . . . .	44	Porphyrit, Kiautschou . . . . .	207, 209
Pholadomyenschichten, Schweizer Jura . . . . .	37	Postglazial . . . . .	88
Phosphate, Spanien . . . . .	344	—, Taubach . . . . .	83
Phosphorit, Spanien . . . . .	345, 351	<i>Potamogeton natans</i> . . . . .	172
Phosphorite, Finkenwalde . . . . .	516	— <i>tenuis</i> . . . . .	174
Physik . . . . .	318	— <i>trichoides</i> . . . . .	174
Physiologie . . . . .	320	Präglazial, Mittellandkanal . . . . .	172
<i>Picea excelsa</i> . . . . .	174	<i>Praeradiolites Davidsoni</i> . . . . .	41, 43
Pichagua-Kalk, Perm . . . . .	502	— <i>ponsianus</i> . . . . .	40, 42
Piesbergachse . . . . .	1, 183	— <i>Trigeri</i> . . . . .	40, 42
Pikrit . . . . .	82	Prasinit . . . . .	82
Pikritbasalt, Madeira . . . . .	465	Pressungsverwerfung . . . . .	356
<i>Psidium</i> . . . . .	196	<i>Prionotropis Carolinus</i> . . . . .	36, 38
Pisolith . . . . .	319	Protogin, Aarmassiv . . . . .	265
<i>Placentieras memoria Schlönbachi</i> . . . . .	34	Protoklase . . . . .	266
Plagioklasamphibolit . . . . .	244	<i>Protopterus</i> . . . . .	420
Pläner, Dresden . . . . .	26	— <i>aethiopicus</i> . . . . .	421
Plänerkalk, Misbury . . . . .	165	— <i>annectens</i> . . . . .	421
Plänersandstein, Dresden . . . . .	26	— <i>Dolloi</i> . . . . .	421
<i>Planorbis albus</i> . . . . .	193	— <i>libycus</i> . . . . .	421
— <i>crista</i> . . . . .	196	<i>Protozoa</i> , Emscher . . . . .	215
— <i>marginatus</i> . . . . .	196	<i>Pselophyllum bohemicum</i> . . . . .	352
— <i>rossmaessleri</i> . . . . .	196	— <i>ligeriense</i> . . . . .	353
— <i>rotundatus</i> . . . . .	196	<i>Pseudananchys</i> . . . . .	40, 43
— <i>septemgyratus</i> . . . . .	196	<i>Pseudocidaritis Thurmanni</i> . . . . .	44
<i>Planorbulina ammonoides</i> . . . . .	438	<i>Pseudotissotia</i> . . . . .	204
— <i>complanata</i> . . . . .	438	— <i>regnis</i> . . . . .	204, 212
— <i>polyraphes</i> . . . . .	438	— — <i>var. discoidalis</i> . . . . .	207
<i>Plasmopora</i> . . . . .	391	<i>Pseudotrapezium franconicum</i> . . . . .	45
<i>Platycrinus granulifer</i> . . . . .	335	<i>Psilophyton</i> . . . . .	255
<i>Plectomya rugosa</i> . . . . .	44	— <i>Decheni</i> . . . . .	255
Plenus-Zone . . . . .	35	— <i>hostinense</i> . . . . .	255
<i>Pleuromya varians</i> . . . . .	37	Pterocera-Mergel, Schweizer Jura . . . . .	43
— <i>Voltzii</i> . . . . .	44	<i>Pterocera Oceani</i> . . . . .	44
<i>Pleurostomella subnodosa</i> . . . . .	433	<i>Ptychites Beyrichi</i> . . . . .	445
<i>Pleurotomaria</i> . . . . .	45	— <i>dux</i> . . . . .	444, 445
— <i>plana</i> . . . . .	220	— <i>megalodiscus</i> . . . . .	447
Pliocän, Ägypten . . . . .	1, 420	— <i>Sumitra</i> . . . . .	446
—, Niederrhein . . . . .	272	<i>Ptychophyllum</i> . . . . .	391
Plistocän . . . . .	81	— <i>eifelense</i> . . . . .	360
Pneumatolyse . . . . .	342	<i>Pulchellia Gesliana</i> . . . . .	34
Polyklase . . . . .	297	<i>Pulvinulina Micheliana</i> . . . . .	438
<i>Polymorphina lacryma</i> . . . . .	437	<i>Pupa</i> ( <i>Edentulina</i> ) <i>columella</i> . . . . .	192, 196
— <i>orbignii</i> . . . . .	437	— ( <i>Orcula</i> ) <i>dolium</i> . . . . .	192
— <i>porrecta</i> . . . . .	437	— ( <i>Pupilla</i> ) <i>muscorum</i> . . . . .	192, 196
— <i>problema</i> . . . . .	437	<i>Puzosia Denisoni</i> . . . . .	41, 43
<i>Polyorophe</i> . . . . .	391	— <i>montis albi</i> . . . . .	36
<i>Polyphragma variabile</i> . . . . .	433	<i>Pycnodonta proboscidea</i> . . . . .	42
<i>Polyptychites bidichotomus</i> . . . . .	166	<i>Pygurus Jurensis</i> . . . . .	44
<i>Polyptychus Morgani</i> . . . . .	40, 42	<i>Pyrina des Moulinsi</i> . . . . .	34
Porphyrit, Aarmassiv . . . . .	254, 257	— <i>inflata</i> . . . . .	34
—, Kiautschou . . . . .	207, 209—211	<i>Pyrmonter Achse</i> . . . . .	1
—, Neu-Guinea . . . . .	253		



Q.	Seite
Quaderfazies, Dresden . . .	26
Quartär, Mittellandkanal . . .	167
—, Ooide . . . . .	318
Quarzalkalitrichyt, Porto Santo . . . . .	471
Quarzsphibolit . . . . .	245
Quarzbestonitporphyr, Porto Santo . . . . .	471
Quarzporphyr, Alpgnofer Platten . . . . .	254
—, Kiautschou . . . . .	210
Quellen, Schweizer Jura . . .	36
—, Zechstein . . . . .	4
<i>Quercus</i> . . . . .	174
Quetschmine . . . . .	18
Quetschzone . . . . .	258, 287

R.	Seite
Räcknitzer Schichten . . .	37
<i>Radiolites Peroni</i> . . . . .	40, 42
— <i>Saxoniae</i> . . . . .	34
Raibler Tuff, Monte Guglielmo . . .	306
<i>Ramulina aculeata</i> . . . . .	437
— <i>globifera</i> . . . . .	437
Randlöß, Norddeutschland . . .	83
<i>Ranunculus</i> . . . . .	174
Rauhacke, Simplon . . . . .	89
Rauracien, Schweizer Jura . . .	38, 40
Reading beds, England . . . . .	513
Regionalmetamorphose . . . . .	138
v. Reinach-Preis . . . . .	257
<i>Reineckia anceps</i> . . . . .	44
Renggerischichten, Schweizer Jura . . . . .	37
<i>Requienia ammonia</i> . . . . .	43
<i>Retzia Meekana</i> . . . . .	497
Revolution . . . . .	228
<i>Rhabdognium Murchisoni</i> . . .	432
Rhät, Persien . . . . .	45
—, <i>Zonitrichites</i> . . . . .	325
<i>Rhinoceros antiquitatis</i> . . .	81, 90, 126
— <i>Merkii</i> . . . . .	81, 82
— <i>mosbachensis</i> . . . . .	125
— <i>tichorhinus</i> . . . . .	82
<i>Rhipidocrinus alpinus</i> . . . . .	343
— <i>crenatus</i> . . . . .	343, 345
— <i>praecursor</i> . . . . .	341
<i>Rhodocrinus</i> . . . . .	341
<i>Rhynchonella</i> . . . . .	502
— <i>corallina</i> . . . . .	41, 42
— <i>lacunosa</i> . . . . .	44
— <i>quadruplicata</i> . . . . .	35
— <i>Thurmanni</i> . . . . .	37

Seite	
491	<i>Richthofenia permiana</i> . . . . .
162	Rieder-Gewölbe . . . . .
9	Riesbildung . . . . .
46, 381	Riß-Eiszeit . . . . .
195	Riß-Würm, Interglazial . . . . .
81	Rixdorfer Interglazial . . . . .
82	— Stufe . . . . .
125	Rixdorfium . . . . .
437	<i>Robulina lepida</i> . . . . .
438	<i>Rosalina marginata</i> . . . . .
439	<i>Rotalia</i> . . . . .
438	— <i>Bosqueti</i> . . . . .
438	— <i>exsculpta</i> . . . . .
438	— <i>nitida</i> . . . . .
438	<i>Rotalina Micheliana</i> . . . . .
425	Röt, Bernbach . . . . .
290	Rötdolomit, Wendenjoch . . . . .
256	Röt, Jena . . . . .
2	Roter Salzton, Sonneborn . . . . .
30	Rotliegendes, Plauenscher Grund . . . . .
92	Rückzugstadium, baltisches . . . . .
61	Rumpfgebirge . . . . .
505, 506	Rupelton, Finkenwalde . . . . .

S.	Seite
Salzhorst, Entstehung . . . . .	362
Salzlager, Sonneborn . . . . .	2
Salzoolithe . . . . .	327
Salz, Spanien . . . . .	341
Sande, Untere, Mittellandkanal . . . . .	180
Sandur, Ostpreußen . . . . .	267
Santonien, Persien . . . . .	40, 42
Sapropelith . . . . .	392
<i>Sargassites</i> . . . . .	255
Säugetierfauna, Dil. . . . .	81
Saxonische Faltung . . . . .	227, 229, 244
— —, Nordwestdeutschland . . . . .	354, 363
Scaphitenton . . . . .	38
<i>Scaphites binodosus</i> . . . . .	223
— <i>Geinitzi</i> . . . . .	38
— <i>Meslei</i> . . . . .	224
Schappbachgneis . . . . .	228
Schaumburg-Lippesche Kreidemulde . . . . .	166
Schichten an der Teplitzer Straße, Brongniart-St. . . . .	38
Schiefer, krystallin . . . . .	151
Schistes lustrés, Simplon . . . . .	91, 136
Schlammführung, Yangtse . . . . .	325
Schlick, Yangtse . . . . .	327
Schlierengneis, Erstfelder . . . . .	227

	Seite
<i>Schlönbachia gracillima</i> . . .	36
— <i>Quasi</i> . . . . .	212
— <i>varians</i> . . . . .	34
Schlönbachi-Schichten . . .	39
Schollengebirge, Nordwest-	
deutschland . . . . .	354, 358, 361
Schollenlandschaft . . . . .	365
Schotter, Schweizer Jura . .	45
—, Weser . . . . .	168
Schweizer Jura, Tektonik . .	34
Schwemmlehm, Donautal . .	193
<i>Scirpus</i> . . . . .	174
— <i>lacustris</i> . . . . .	172
Sedimentgneis, Erstfelder . .	
223, 248, 300	
Seewerkalk, Südbayern . . .	62
Senkung . . . . .	304, 317, 9, 228
Senon, Finkenwalde . . . .	505
—, Lünen . . . . .	215
Septarien, Finkenwalde . . .	506
Septarienton, Finkenwalde . .	
505—507. 515	
Sequan, Schweizer Jura . . .	40
Sericitgneis, Aarmassiv . . .	
248, 254, 255, 300	
Sericitschiefer, Aarmassiv 279, 285	
Sericitische Schiefer, Simplon .	89
Serpentin, Talhorn . . . . .	116
<i>Serpula Amphisbaena</i> . . . .	219
<i>Sieberella pseudogaleata</i> . .	485
Silur, Cáceres . . . . .	345
—, Korallen . . . . .	393
—, Thüringen . . . . .	269
<i>Simoceras venetianum</i> . . . .	44
Simplontunnel . . . . .	149
Sodalithsyenit, Madeira . . .	451
Sodalithtephrit, Madeira . . .	
462, 464, 474	
<i>Solenopora</i> , Ebersdorf . . . .	383
Sole, Zechstein . . . . .	4
Spaltenapparat, orogenetisch .	213
Spaltental . . . . .	298
<i>Sparganium ramosum</i> . . . . .	172
Spätglazial, Norddeutschland .	81
Spessartit, Uruguay . . . . .	420
<i>Sphaerocrinus</i> . . . . .	331
<i>Sphenodiscus acutodorsatus</i> .	40, 42
— <i>Ismaëlis</i> . . . . .	185
— <i>Requieni</i> . . . . .	194
<i>Spirifer perlamellosus</i> . . . .	494
<i>Spiriferina</i> -Bank, Heidelberg .	444
<i>Spiriferina cristata</i> . . . . .	494
— <i>Haarmanni</i> . . . . .	492
— <i>Hilli</i> . . . . .	495

	Seite
<i>Spiriferina kentuckiensis</i> . . .	496
— <i>multiplicata</i> . . . . .	497
— <i>nasuta</i> . . . . .	494
— <i>Schellwieni</i> . . . . .	495
<i>Spiroculina cretacea</i> . . . . .	430
<i>Spirophyton</i> . . . . .	255
<i>Spirorbis</i> . . . . .	489
<i>Spondylus hystrix</i> . . . . .	34
— <i>spinosus</i> . . . . .	38
— <i>striatus</i> . . . . .	34
<i>Sporadoceras</i> . . . . .	485
Spongien . . . . .	38
Sprengversuch . . . . .	15
Sprung . . . . .	356, 366
Stammesgeschichte . . . . .	320, 323
Staubecken, Samland . . . . .	268
Staublawine . . . . .	337
Staumoräne, Ostpreußen . . .	266
<i>Stauria</i> . . . . .	391
Steinsalz, Sonneborn . . . . .	2
Steinsohle des Lösses, Börde . .	86
—, Mittellandkanal . . . . .	170
Stratigraphie, Simplongebiet . .	81
Strehleiner Schichten . . . . .	37
<i>Strephodes Craigensis</i> . . . .	393
<i>Streptelasma</i> . . . . .	354, 391
<i>Streptorhynchus</i> . . . . .	489, 490
— <i>pelargonatus</i> . . . . .	490
<i>Striatopora ramosa</i> . . . . .	379
— <i>subaequalis</i> . . . . .	379, 389, 390
— <i>vermicularis</i> . . . . .	379
— — <i>var. filiformis</i> . . . . .	378
— <i>volaica</i> . . . . .	378
<i>Stromatopora</i> . . . . .	384
— <i>Beuthi</i> . . . . .	385, 389
— <i>celloniensis</i> . . . . .	384, 389
— <i>Hüpschii</i> . . . . .	385
— <i>placenta</i> . . . . .	386
— <i>polymorpha stellifera</i> . . .	386
<i>Stromatoporella Eifeliensis</i> . .	386
— <i>stellifera</i> . . . . .	386, 389
— <i>volaica</i> . . . . .	386, 389
Stromatoporoiden, Devon . . .	347
Stufe des <i>Inoceramus Cuvieri</i> . .	38
— der <i>Ostrea carinata</i> . . . .	25
— des <i>Rhinoceros Merckii</i> . . .	81
St. Verena-Schichten, . . . . .	
Schweizer Jura . . . . .	42
<i>Succinea oblonga</i> . . . . .	192
— — <i>var. elongata</i> . . . . .	192
— <i>putris</i> . . . . .	196
— <i>Schumacheri</i> . . . . .	192
Suffolkium . . . . .	125
Sundgaulinie . . . . .	74

	Seite
<i>Sus</i> . . . . .	10
Süßenbornium . . . . .	125
<i>Sutneria</i> . . . . .	44
Syenit, Dresden . . . . .	29
—, Plauenscher Grund . . . . .	30
Sylvinit, Suria . . . . .	340
Synklinorium . . . . .	237
<i>Syringopora</i> . . . . .	356, 384
— <i>abdita</i> . . . . .	383
— <i>alpina</i> . . . . .	382, 384
— <i>Hisingeri</i> . . . . .	383

**T.**

<i>Tachea austriaca</i> . . . . .	380
<i>Taeniodendrolapas rugosa</i> . . . . .	364
Talbildung . . . . .	24
Talkschiefer, Uruguay . . . . .	408, 410
Talrinne, Mittellandkanal . . . . .	188
Talsand, Mittellandkanal . . . . .	182
—, Samland . . . . .	267
Tanganjika-Graben . . . . .	335
Tangentialdruck . . . . .	230
Tangentialer Schub . . . . .	304
Taubachium, Eifel . . . . .	63
—, Niederrhein . . . . .	125
<i>Taxocrinus affinis</i> . . . . .	332
— <i>multibranchiatus</i> . . . . .	332
Tegelen-Ton, Niederrhein . . . . .	94
Tektonik, Aarmassiv . . . . .	295
—, Deutsch-Ostafrika . . . . .	330
—, Eifel . . . . .	277
—, Kiautschou . . . . .	212
—, Monte Guglielmo . . . . .	302
—, Norddeutschland . . . . .	227, 244
—, NW-Deutschland . . . . .	367
—, Rügener Kreide . . . . .	314
—, Schwarzwald . . . . .	100
—, Schweizer Jura 34, 46, 70, 79	
—, Simplongebiet . . . . .	142
—, Val Trompia . . . . .	302
—, Vogesen . . . . .	100
Tektonische Geologie . . . . .	261
<i>Terebratula</i> . . . . .	502
— <i>Gallieni</i> . . . . .	37
— <i>humeralis</i> . . . . .	42
— <i>maxillata</i> . . . . .	35, 44
— <i>Movelierensis</i> . . . . .	44
— <i>suprajurensis</i> . . . . .	44, 45
<i>Terebratulina gracilis</i> . . . . .	40, 42
<i>Teredo Amphisbaena</i> . . . . .	219
Terrain à chailles . . . . .	36, 37
Terrassen, glazial . . . . .	188
—, Weichsel . . . . .	90
—, Weser . . . . .	171

Terrassenkies, Leine . . . . .	175
Tertiär, Niederrhein . . . . .	126
—, Schweizer Jura . . . . .	45, 46
Tertiärgraben, Bodenfelde . . . . .	8
<i>Tetraprotodon</i> . . . . .	6
<i>Textularia anceps</i> . . . . .	430
— <i>concinna</i> . . . . .	431
— <i>foeda</i> . . . . .	431
— <i>globifera</i> . . . . .	430
<i>Thamnastraea</i> . . . . .	38
<i>Thecia Swinderenana</i> . . . . .	382
— — <i>mut. devonica</i> . . . . .	381, 389
Thermen-Gewölbe . . . . .	162
Thorn-Eberswalder Urstromtal . . . . .	91
<i>Thracia incerta</i> . . . . .	44
— <i>Phillipsii</i> . . . . .	167
Thurmannschichten, Schweizer Jura . . . . .	37
Tiefengesteine, Madeira . . . . .	450
Tiergeographie . . . . .	320
Tinguaitporphyr, Porto Santo . . . . .	473
<i>Tissotia</i> . . . . .	213
— <i>Ewaldi</i> . . . . .	216
— <i>Ficheuri</i> . . . . .	213
— <i>Fourneli</i> . . . . .	214
— <i>Robini</i> . . . . .	216
— <i>Schweinfurthi</i> . . . . .	215
— <i>securiformis</i> . . . . .	216
— <i>Tissoti</i> . . . . .	213, 215
Ton, Kreide . . . . .	162
Toneisenstein, Finkenwalde . . . . .	512
Tonerde, Caceres . . . . .	347
Tonschiefer, Untersilur . . . . .	269
Torf, Mittellandkanal . . . . .	182
Torflager, Mittellandkanal . . . . .	187
Torfmoor, tropisch . . . . .	191
Trachyandesit, Madeira . . . . .	466
Trachydolerit, Madeira 453, 462, 465, 474, 475, 478, 480, 481	
—, Porto Santo . . . . .	472
Trachyt, Porto Santo 467, 472, 473	
Transgression des Jura, Simplon . . . . .	96, 98
Travertin, Eifel . . . . .	63
—, Ooide . . . . .	319
—, Weimar-Ehringsdorf . . . . .	83
Treppenbruch . . . . .	303
Trias, Simplon 77, 81, 95, 113, 120	
<i>Trichites Saussurei</i> . . . . .	44
Trilobiten, Untersilur . . . . .	271
<i>Triplasia Murchisoni</i> . . . . .	432
<i>Tritaxia compressa</i> . . . . .	432
— <i>tricarinata</i> . . . . .	432
<i>Trochus Nilssoni</i> . . . . .	220

	Seite
Trogontherien-Stufe, Nieder-	
rhein . . . . .	124, 125
— Rixdorf . . . . .	81
Trogontherienzone, Eifel . . . . .	63
<i>Trogontherium</i> . . . . .	82
Trümmerzone . . . . .	297
<i>Truncatulina convexa</i> . . . . .	438
— <i>lobatula</i> . . . . .	438
<i>Turbo Nilssoni</i> . . . . .	220
<i>Turnus Amphisbaena</i> . . . . .	219
Turon, Dortmund . . . . .	215
—, Dresden . . . . .	33, 35
—, Mittellandkanal . . . . .	166
—, Persien . . . . .	40, 42
<i>Turrilites Bergeri</i> . . . . .	41, 43
— <i>plicatus</i> . . . . .	224
— <i>polyplocus</i> . . . . .	40, 42
<i>Turritella</i> . . . . .	220
<i>Tylocidaris Strombecki</i> . . . . .	34

## U.

Überschiebung 305, 356, 361, 362	
Übersprung . . . . .	366, 367
Undation . . . . .	228
Undulation . . . . .	228
<i>Unio Kinkelini</i> . . . . .	274
— <i>sinuatus</i> . . . . .	175
Untere Kreide, Mittelland-	
kanal . . . . .	188
—, Teutoburger Wald . . . . .	179
Untere Sande . . . . .	180
Unterer Geschiebemergel . . . . .	516
Untersinisch . . . . .	206
Urstromtal, Pregel . . . . .	267
—, Thorn-Eberswalder . . . . .	91
<i>Ursus spelaeus</i> . . . . .	64
— <i>subspelaeus</i> . . . . .	125

## V.

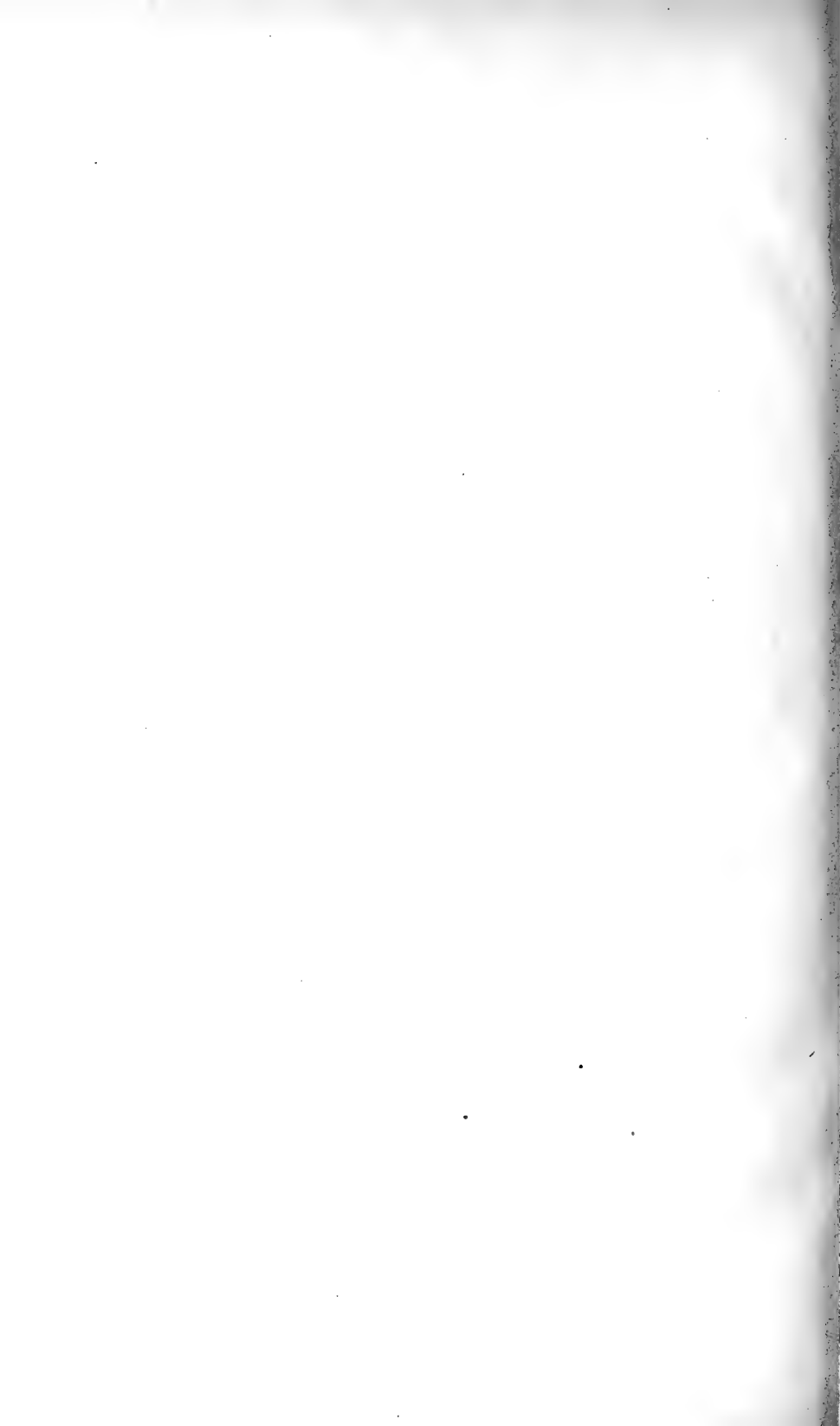
<i>Vaginulina</i> . . . . .	435
Valanginien, Mittellandkanal	
166, 167, 178, 179	
—, Osning . . . . .	328
Valdarnium . . . . .	125
Valgrandegneis . . . . .	127, 154
<i>Vallonia costata</i> . . . . .	195
—, <i>tenuilabris</i> . . . . .	195
<i>Falcata naticina</i> . . . . .	94
<i>Valvulina allomorphinoides</i> . . . . .	432
— <i>spicula</i> . . . . .	432
Variansschichten, Schweizer	
Jura . . . . .	35

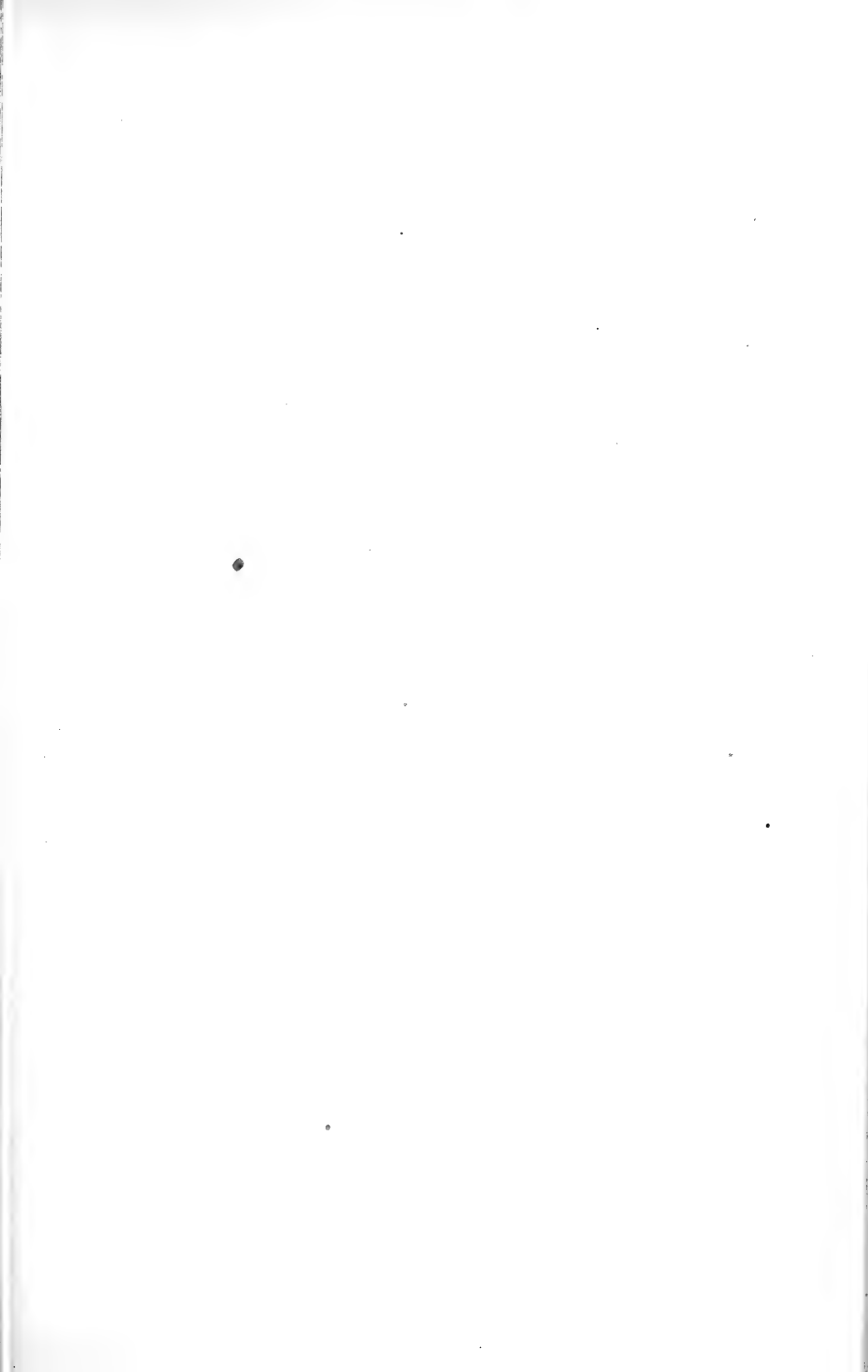
Varistische Faltung 278, 280, 363	
Varistisches Grundgebirge 294, 301	
<i>Vascoceras</i> . . . . .	200
— <i>Amieirensis</i> . . . . .	201
— <i>Barcoicensis</i> . . . . .	203
— <i>Douvillei</i> . . . . .	202
— <i>Durandi</i> . . . . .	202
— <i>Kossmati</i> . . . . .	202
Vellerat-Kette, Tektonik . . . . .	61, 69
<i>Velopecten Albertii</i> . . . . .	444, 448
Verampiogranit . . . . .	109
Vereisung Norddeutschlands . . . . .	170
Vergriesung des Malmkalkes . . . . .	11
<i>Verneuilina Bronni</i> . . . . .	432
— <i>Münsteri</i> . . . . .	432
<i>Vertigo alpestris</i> . . . . .	196
— <i>parcedentata</i> . . . . .	196
Vertikalbewegung . . . . .	230, 242
Verwerfung . . . . .	291
—, abnorm . . . . .	356
—, normal . . . . .	356
Verwitterung . . . . .	336
<i>Vitis vinifera</i> . . . . .	272
<i>Vitrina diaphana</i> . . . . .	195
<i>Vivipara clactonensis</i> . . . . .	96
— <i>diluviana</i> . . . . .	93
— <i>gracilis</i> . . . . .	272
Vogesennlinie . . . . .	75
<i>Vola aequicostata</i> . . . . .	34
— <i>digitalis</i> . . . . .	34
— <i>notabilis</i> . . . . .	34
— <i>phaseola</i> . . . . .	34
<i>Voluta canalifera</i> . . . . .	221
<i>Volutilithes</i> . . . . .	221
<i>Volvicerasmus Lamarcki</i> . . . . .	37
Vraconnien, Persien . . . . .	41, 43
Vulkanismus, Deutsch-Ost-	
afrika . . . . .	330

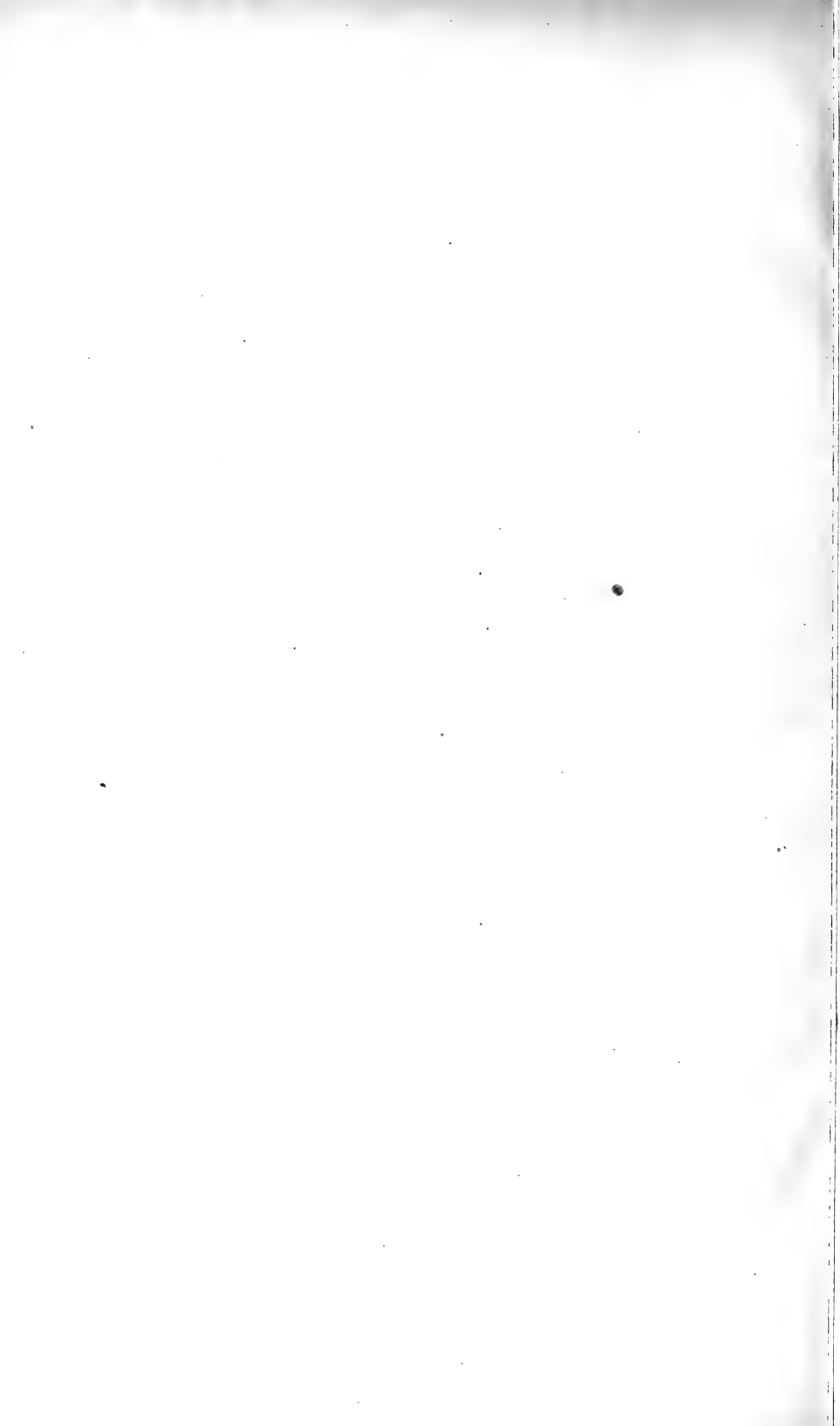
## W.

Wasser . . . . .	4
Wasserdampfexplosion . . . . .	12
Wealden, Mittellandkanal 185, 188	
<i>Webbina rugosa</i> . . . . .	430
Wechsel . . . . .	366, 367
Weißer Jura, Limmer . . . . .	165
Wellenkalk, Tiefb. Sonneborn . . . . .	2
Weserschotter . . . . .	168, 186, 188
Weserterrasse . . . . .	168
Westphalien, Wendenjoch . . . . .	292
Wollastonitgesteine . . . . .	234
Wollhaariges Nashorn . . . . .	81
Würm-Eiszeit . . . . .	195, 381

	Seite		Seite
<b>X.</b>		Zerrung	13, 228, 241, 281, 308, 354, 359
<i>Xerophila nilssonii</i> . . . .	196	Zinnstein, Spanien . . . .	342
<b>Z.</b>		Zone d. <i>Actinocamax plenus</i> .	35
<i>Zaphrentis alpina</i> . . . .	354	— d. <i>Ostrea carinata</i> . . . .	35
— <i>domestica</i> . . . .	360	<i>Zonites verticillus</i> . . . .	63
— <i>ligeriensis</i> . . . .	352	<i>Zonitrichia</i> . . . .	325
Zechstein, Pyrmonter Achse	1	<i>Zonitrichites lissavienses</i> . .	328
—, Sonneborn . . . .	3	<i>Zostera</i> . . . .	255
<i>Zeilleria humeralis</i> . . . .	41, 43	<i>Zua lubrica</i> . . . .	195
		Zugspalten, tektonisch . . . .	284











phot. E. NAUMANN. 1913.

Basalt, eine Verwerfungsspalte im Röt ausfüllend.  
Eisenbahneinschnitt bei Bermbach (Rhön).



Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

---

Soeben erschienen:

# Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine

nach Form, Inhalt und Entstehung

dargestellt von

Prof. Dr. F. Beyschlag  
Geh. Oberbergat, Direktor der  
Kgl. Geolog. Landesanstalt Berlin.

Prof. Dr. P. Krusch  
Abteilungsdirigent a. d. Kgl.  
Geolog. Landesanstalt u. Dozent  
a. d. Kgl. Bergakademie, Berlin.

Prof. Dr. J. H. L. Vogt  
früher an der Universität Kristiania  
jetzt an der Techn. Hochschule  
zu Trondhjem.

Drei Bände.

I. Band.

Erzlagerstätten. Allgemeines. Magmatische Erzausscheidungen.  
Kontaktlagerstätten. Zinnsteingangsgruppe und Quecksilbergangsgruppe.

Zweite neu bearbeitete Auflage.

Mit 281 Abbildungen. Lex. 8°. 1914. Geh. M. 18,60 und in Leinw. geb. M. 20,—.

---

Im November 1913 erschienen:

# Lehrbuch der Erz- und Steinkohlenaufbereitung.

Von

**H. Schennen**

und

**F. Jüngst**

Oberbergat und technisches Mitglied des  
Königl. Oberbergamts zu Clausthal

ordentl. Professor an der Bergakademie  
zu Clausthal.

Mit 523 Textabbildungen und 14 Tafeln.

Lex.-8°. 1913. Preis geh. M. 30,—; in Halbfrz. geb. M. 33,—.

In „Kohle und Erz“ 1914. Nr. 11.

An einer brauchbaren, den heutigen Verhältnissen und Ansichten entsprechenden Darstellung der Aufbereitung fehlte es bisher, da die wenigen vorhandenen Werke gänzlich veraltet waren. Literatur war zwar in fast allen Fachzeitschriften reichlich vorhanden, dem im Betriebe stehenden Fachgenossen, der Literatur meist nur wenig zu Gesicht bekommt, jedoch so gut wie unzugänglich. Dazu kommt, daß die letzten 10 Jahre eine Fülle von technischen Neuerungen und Verbesserungen gebracht haben, die eingehend zu verfolgen und zu prüfen selbst dem Spezialisten Schwierigkeiten bereitet haben dürfte. Aus allen diesen Gründen ist das Erscheinen des vorliegenden umfangreichen Lehrbuches nur zu begrüßen, um so mehr, als die Verfasser es verstanden haben, mit einer klaren Stoffeinteilung eine einfache und leichtverständliche Sprache zu verbinden.

In „Technische Blätter, Wochenbeilage der Deutschen Bergwerks-Zeitung“.

Alles in allem ist das Lehrbuch der Erz- und Steinkohlenaufbereitung von Schennen und Jüngst durch die Reichhaltigkeit und die übersichtliche Anordnung des Stoffes sowie die klare, leicht verständliche Art der Darstellung in Wort und Bild ein zum Studium wie zur Orientierung sich vortrefflich eignendes Werk.

Bergassessor Mühlefeld.

Soeben wurde vollständig:

# Die nutzbaren Mineralien

mit Ausnahme der Erze, Kalisalze, Kohlen  
und des Petroleums.

Von

Dr. B. Dammer und Dr. O. Tietze.

Mit Beiträgen von

Privatdozent Dr. R. Bärtling, Kgl. Berginspektor Dr. G. Eineke,  
Prof. Dr. F. Kaunhowen, Prof. Dr. P. Krusch, Geh. Rat Prof. Dr. O. Pufahl,  
Dr. A. Rosenbach und Geh. Rat Prof. Dr. R. Scheibe.

**Zwei Bände.**

I. Band. Mit 57 Textabbildungen. Lex. 8°. 1913.  
Geh. M. 15,—; in Leinw. geb. M. 16,40.

II. Band. Mit 93 Textabbildungen. Lex. 8°. 1914.  
Geh. M. 16,— und in Leinw. geb. M. 17,40.

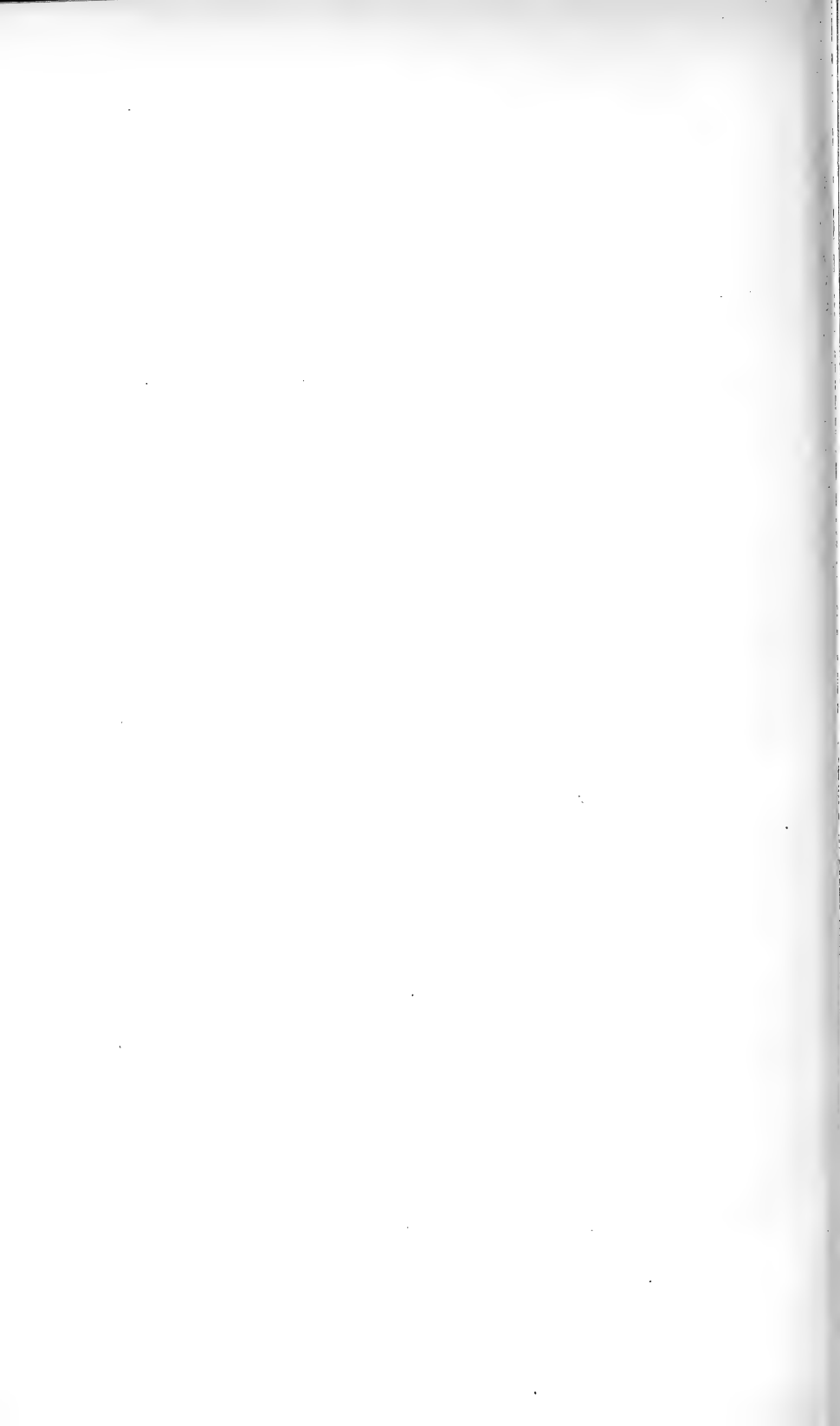
Aus den Besprechungen des I. Bandes:

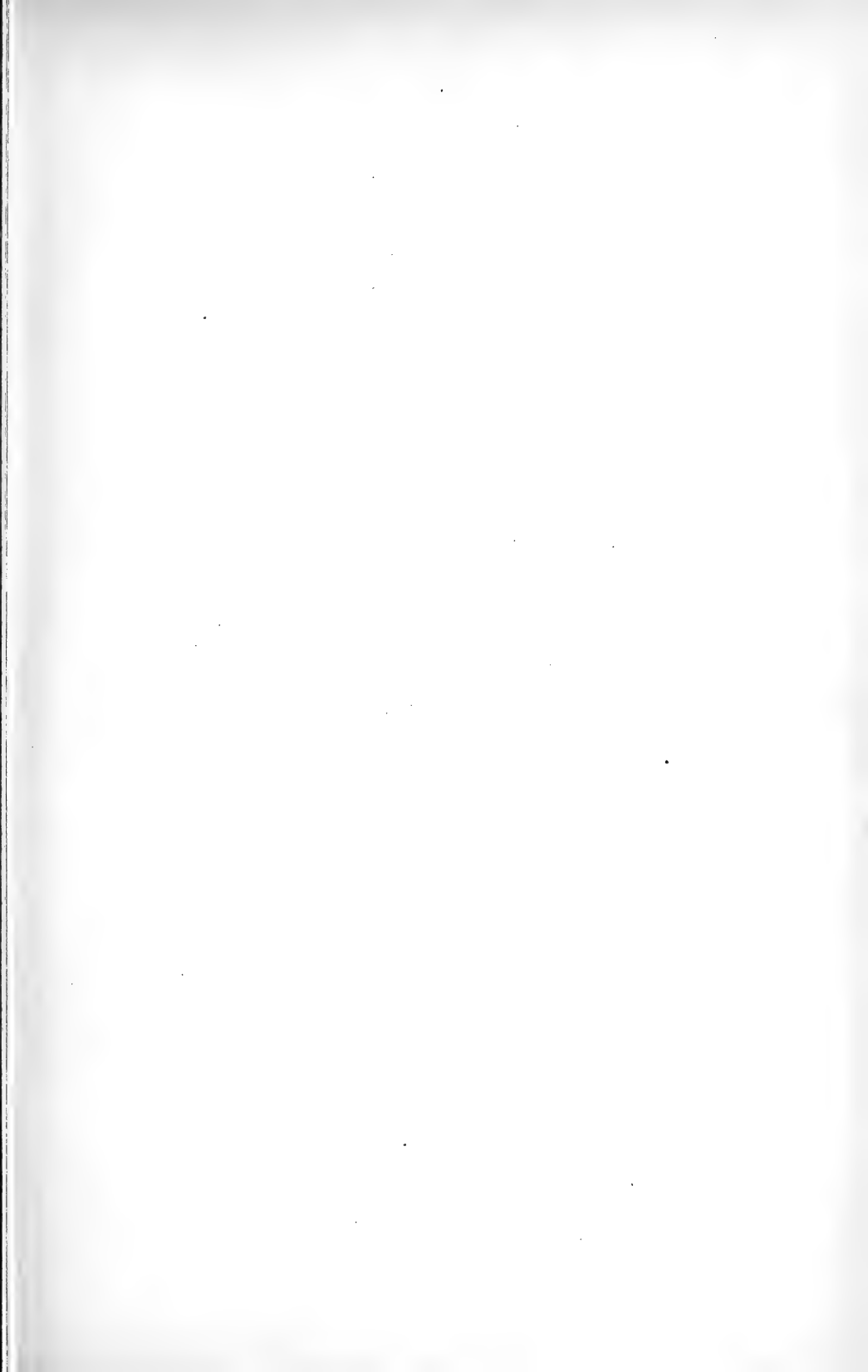
Das in seinem ersten Bande vorliegende Buch bildet eine sehr willkommene und dankenswerte Ergänzung unserer mineralogischen und lagerstättenkundlichen Literatur. Während wir über die Lagerstätten der Erze seit einem Jahrzehnt mehrere gute Hand- und Lehrbücher besitzen, sind die Angaben über das Vorkommen und die wirtschaftliche Verwertung der sonstigen nutzbaren Mineralien in Einzelaufsätzen und in Zeitschriften der verschiedensten Wissenschaften weit zerstreut. Diesem oft und unbequem empfundenen Mangel an zusammenfassender Darstellung wird durch das Dammer-Tietzesche Buch abgeholfen. Eine Anzahl von Autoren, unter ihnen die Herausgeber an erster Stelle, haben sich zusammengefunden, um alle Mineralien, die nicht rein hüttenmännisches Interesse haben, nach der geographischen Verbreitung, dem geologischen Vorkommen, der Verbreitungsart, den chemischen Untersuchungsverfahren, der Verwertung und Produktion zu schildern. Kalisalze, Kohlen und Petroleum sind grundsätzlich ausgeschlossen, die Erze sind indessen soweit berücksichtigt, als sie technisch auch noch zu anderen Zwecken als zur Darstellung von Metallen Verwendung finden. . . . —

Die Verfasser sprechen von ihrem Buch als von einem Versuch, den sie unternommen haben, um die zerstreute Literatur zusammenzufassen. Der Versuch muß als gelungen bezeichnet werden; und für das Buch gilt das eingangs ausgesprochene Urteil, daß es eine höchst willkommene Ergänzung unserer Literatur darstellt. Die äußere Ausstattung des rund 500 Seiten starken Bandes ist vorzüglich und entspricht dem Ansehen des Enkeschen Verlages.

„Glückauf“ 1914. Nr. 7.

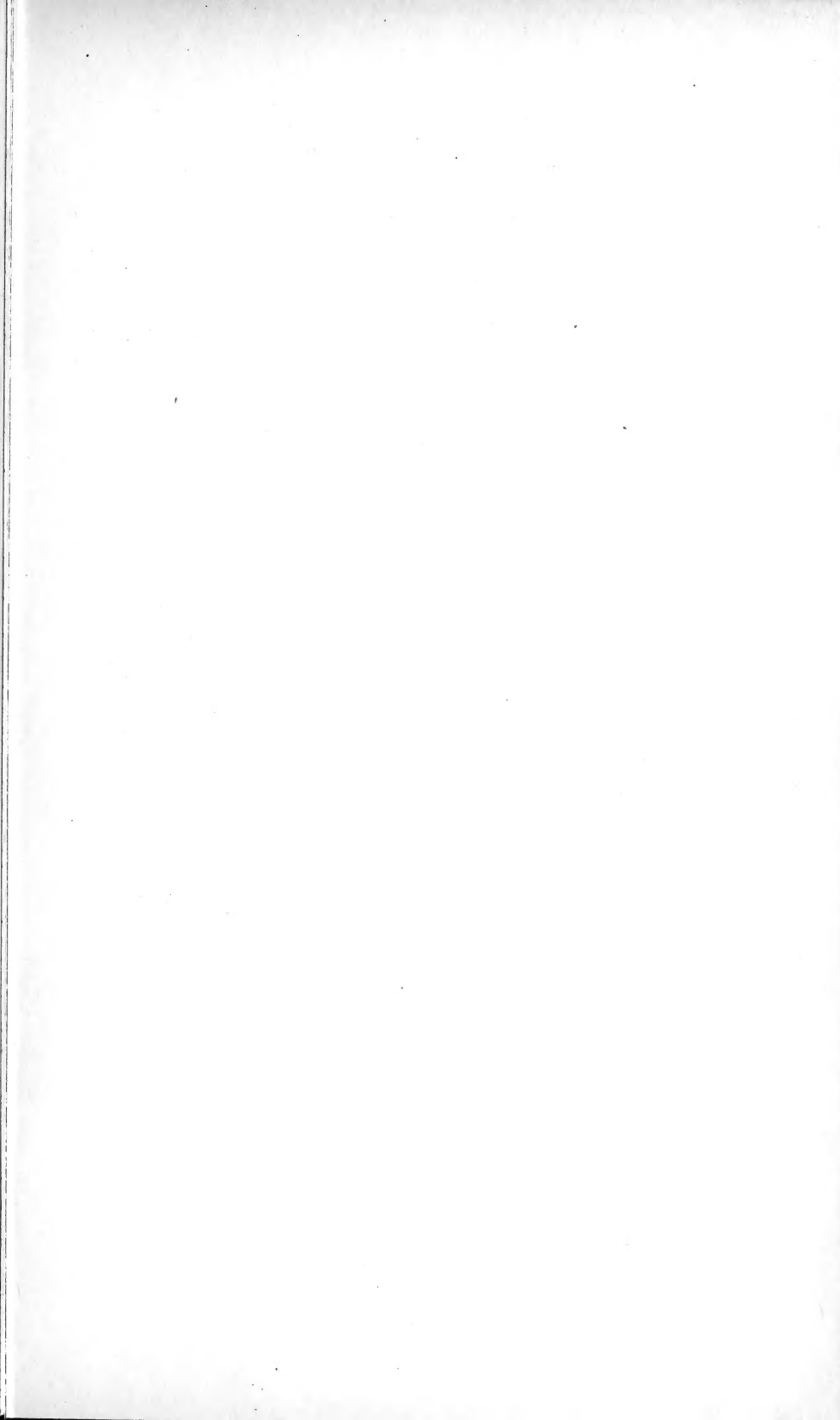


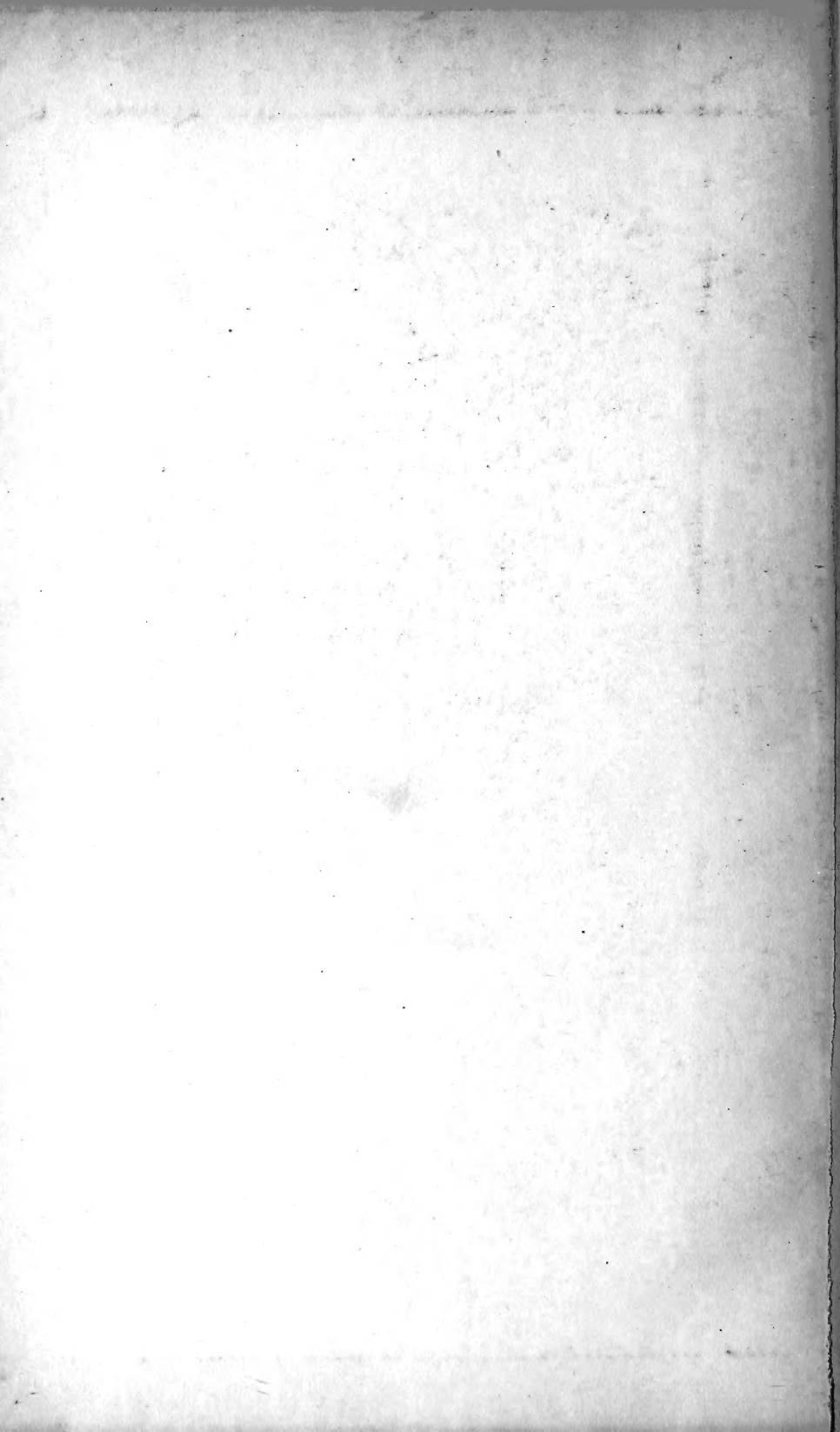


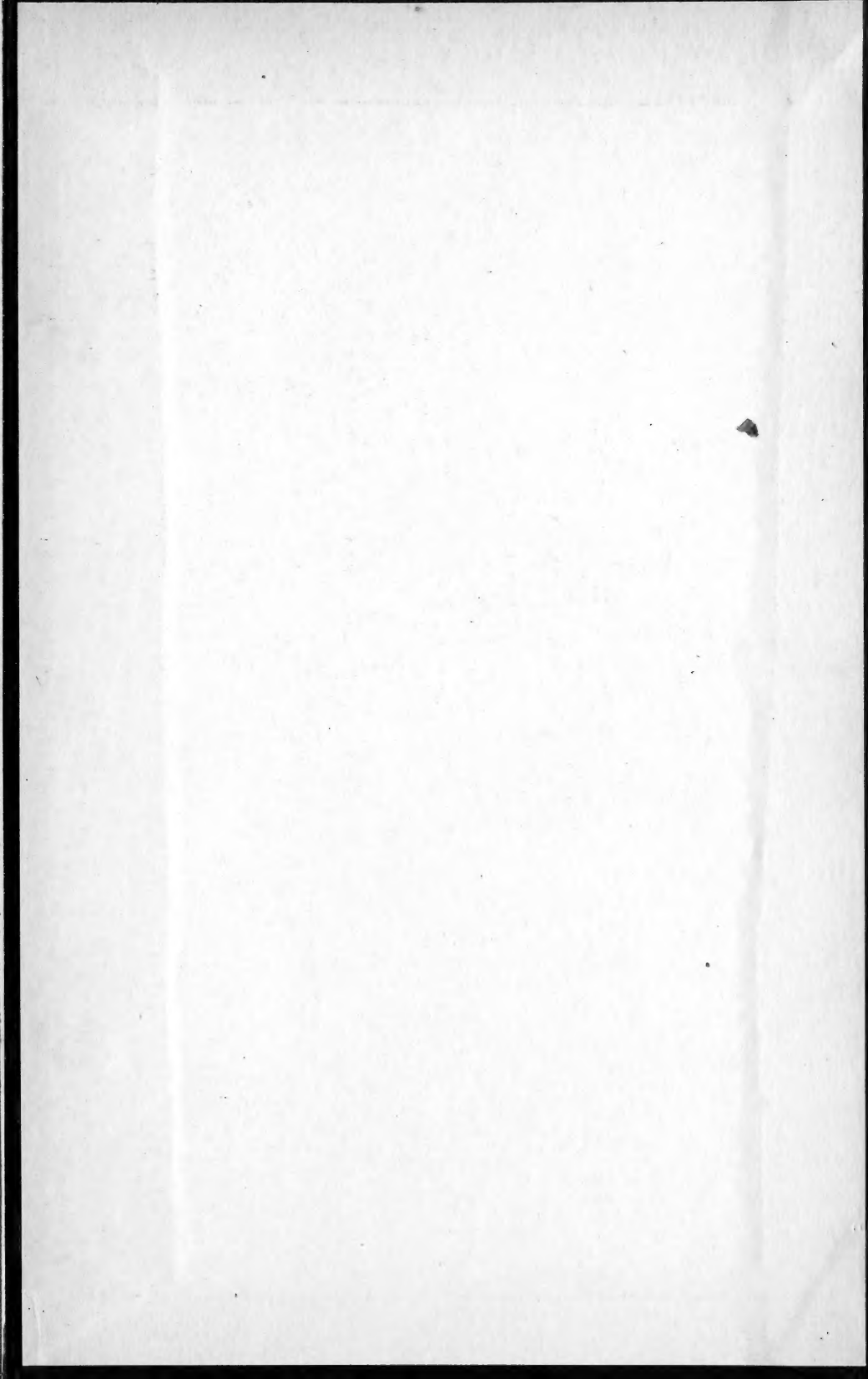












SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES



3 9088 01357 1138